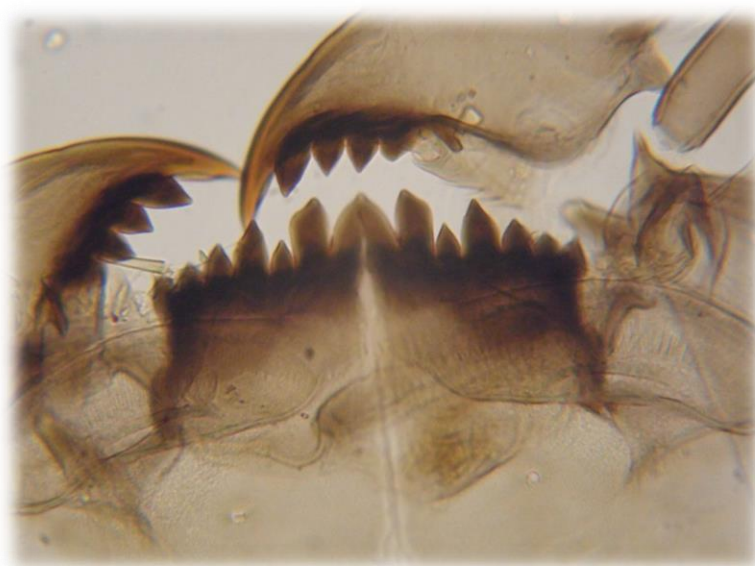




Universidad Nacional del Comahue
Centro Regional Universitario Bariloche

QUIRONÓMIDOS (INSECTA: DIPTERA: CHIRONOMIDAE) SUBFÓSILES COMO
INDICADORES DE CAMBIOS CLIMÁTICOS Y EVENTOS GEOLÓGICOS DE
DISTURBIO EN SEDIMENTOS DE LAGOS ANDINOS DE PATAGONIA NORTE



Trabajo de Tesis para optar al Título de Doctora en Biología

Alumna: Lic. María Noel Serra
Directora: Dra. Julieta Massaferró
Co-Director: Dr. Gustavo Villarosa

2017

RESUMEN

En este trabajo se estudió la respuesta de los ensambles de quironómidos (Insecta: Diptera: Chironomidae) a los cambios climáticos y ambientales, incluyendo los originados por disturbios naturales (vulcanismo), ocurridos durante el último milenio en la región norpatagónica. Se estudiaron dos ambientes ubicados en la zona oeste del Parque Nacional Nahuel Huapi (Rio Negro), Brazo Blest y laguna El Trébol, y dos ambientes ubicados entre la ciudad de Esquel y el Parque Nacional Los Alerces (Chubut), laguna La Zeta y Terraplén, para evaluar la posible respuesta diferencial de las comunidades de quironómidos ante variaciones de materia orgánica y la presencia de tefras, mediante la extracción de testigos sedimentarios y su posterior análisis.

En la laguna La Zeta se encontraron 17 morfogéneros (2098 quironómidos), en la laguna Terraplén se encontraron 18 morfogéneros (8006 quironómidos), en la laguna El Trébol se encontraron 20 morfogéneros (4757 quironómidos) y en Brazo Blest 27 morfogéneros (185 quironómidos). Las variaciones observadas en los ensambles evidenciaron variaciones climáticas y en la productividad del sistema. Particularmente, en la laguna El Trébol los resultados sugieren un clima húmedo y frío desde el año 700 AD hasta el 1300 AD, seguido por un clima húmedo y cálido hasta el año 1600 AD, a partir del cual cambia a un clima seco y cálido hasta la actualidad, también evidenciado en el Brazo Blest. Así mismo, en el Brazo Blest, se identificó la finalización de la Pequeña Edad del Hielo (aprox. 1400-1800 AD), con temperaturas bajas y altas precipitaciones. Por otro lado, en las lagunas La Zeta y Terraplén, se observa un incremento de la productividad en los últimos 200 años.

En líneas generales, la información provista por los sitios estudiados provee un panorama general de lo ocurrido en la zona cordillerana de Patagonia Norte. A través de los quironómidos, se pueden observar variaciones climáticas y de productividad en los últimos 1000 años, demostrando que los bioproxies son una excelente herramienta para identificar variaciones ambientales históricas y adquirir información sobre la dinámica y funcionamiento de los ecosistemas acuáticos. Con estos conocimientos se podrían comprender las condiciones actuales e inferir futuros escenarios ambientales.

ABSTRACT

The main objective of this project was to study the response of chironomid assemblages (Insecta: Diptera: Chironomidae) to climatic and environmental changes, including those caused by natural disturbances (volcanism) that occurred in the North Patagonian region the last millennium. Two sites located in the western zone of the Nahuel Huapi National Park, and two sites located between the city of Esquel and Los Alerces National Park were studied to evaluate the possible differential response of the chironomid assemblages, through the analyses of the sedimentary records.

In Laguna La Zeta a total of 17 morphotaxa were found (2098 chironomids), in Laguna Terraplén 18 morphotaxa were found (8006 chironomids), in the Laguna El Trébol 20 morfotaxas were found (4757 chironomids), and in Brazo Blest 27 morphotaxa were found (185 chironomids). The observed variations in the assemblages evidenced possible climatic changes and variations in the productivity of the system. In Laguna El Trébol the results suggested a wet and cold climate between 700 AD and 1300 AD, followed by a wet and warm climate until 1600 AD, from which changes to a dry and warm climate until the present, also evidenced in Brazo Blest. Moreover, in Brazo Blest, the end of the Little Ice Age (approx. 1400-1800 AD) was observed, with low temperatures and high precipitations. In La Zeta and Terraplén, there was an increase in productivity in the last 200 years.

In general, the information provided by the sites studied provides an overview of what happened in the Andean range area of northern Patagonia. With the analysis of chironomids, climatic and productivity variations in the last 1000 years can be seen, reason why bioproxies are an excellent tool for identifying historical environmental variations and acquiring information about the dynamics and functioning of aquatic ecosystems. With this knowledge one could understand the current conditions and infer future environmental scenarios.

AGRADECIMIENTOS

Gracias a mi directora Julieta Massafarro por permitirme descubrir el maravilloso mundo de los quironómidos y la paleolimnología; y a mi cordirector Gustavo Villarosa por mostrarme la visión geológica del mundo.

Gracias a los jurados, Dra. Andrea Rizzo, Dra. Silvana Stutz y Dr. Eduardo Piovano por su valioso aporte y comentarios para enriquecer la tesis.

Gracias a la Universidad Nacional del Comahue por seguir luchando por la formación de profesionales y por dar todo lo que está dentro de su alcance.

A CONICET por brindarme la oportunidad económica para la realización de mi tesis Doctoral y seguir creciendo como profesional.

A Parques Nacionales por haberme otorgado el permiso para realizar los muestreos y en especial a Susana Seijas, Carla Pozzi y Juliana Nielsen por su apoyo constante.

A mi FAMILIA por la fé que tuvieron en mí siempre, por escucharme, alentarme y por su apoyo incondicional y eterno.

Mi eterno agradecimiento a mis amigas del alma Lulu, Maya y Carlita por la ayuda infinita en los análisis, correcciones, escuchar mis crisis y darme ánimo en cada recaída.

A mis AMIGAS de la vida por estar SIEMPRE, a pesar de todas mis locuras, por ser mis vías de descarga, por preguntar y ofrecer su ayuda constantemente, por compartir tantos momentos de estrés y alegrías, por ayudarme en tantas cosas y de tantas formas, por estar ahí aguantándome, escuchándome y dándome fuerzas para seguir. Ceci, Mai, Nani, Pine, Ber, Sol, Clau, Glo, Fer, Cori, Lore, Naty. GRACIAS POR LA FÉ EN MI!!!!

Y a todos los amigos/compañeros que hice a lo largo de gran etapa, gracias por las continuas palabras de aliento y la gran ayuda que me dieron. Gracias: Mau, Fla, Seba, Noe, Caro, Agus, Debo.

Estoy infinitamente agradecida y feliz por estar rodeada de gente tan hermosa.

ÍNDICE

Resumen

Abstract

Agradecimientos

Índice

Índice de Figuras

Índice de Tablas

Capítulo 1.	1
1. Introducción y Objetivos.	
1.1. Introducción General.....	2
1.2. Objetivo General.....	5
1.3. Objetivos Específicos.....	5
1.4. Hipótesis.....	5
Capítulo 2.	6
2. Quironómidos.	
2.1. Quironómidos.....	7
2.2. Uso como proxies.....	9
2.3. Quironómidos y Clima.....	10
2.4. Quironómidos y Vulcanismo.....	12
Capítulo 3.	15
3. Área de estudio. Materiales y Métodos.	
3.1. Área de estudio.....	16
3.2. Materiales y Métodos.....	23
3.2.1. Metodología de Campo.....	23
3.2.1.1. Estudios batimétricos.....	23
3.2.1.2. Extracción de testigos.	23
3.2.2. Metodología de Laboratorio.	24
3.2.2.1. Submuestreo.....	24
3.2.2.2. Análisis Sedimentológicos.....	25
3.2.2.3. Marco Cronológico y Dataciones (^{210}Pb - ^{14}C).....	25
3.2.2.4. Análisis de tefras.....	27
3.2.2.5. Materia Orgánica (MO).....	28
3.2.2.6. Análisis Quironómidos.....	29
3.2.2.7. Análisis Pigmentos Fósiles.....	30

3.3.3. Análisis estadístico.....	31
Capítulo 4.....	33
4. Reconstrucción de la ocurrencia de caídas de tefras en los últimos centenares de años, Patagonia Norte.	
4.1. Introducción.....	34
4.2. Resultados.....	38
4.2.1. Laguna La Zeta.....	38
4.2.1.1. Descripción del testigo.....	38
4.2.1.2. Cronología.....	39
4.2.1.3. Reconstrucción de eventos volcánicos.....	41
4.2.2. Laguna Terraplén.....	44
4.2.2.1. Descripción del testigo.....	44
4.2.2.2. Cronología.....	45
4.2.2.3. Reconstrucción de eventos volcánicos.....	47
4.2.3. Laguna El Trébol	50
4.2.3.1. Descripción del testigo.....	50
4.2.3.2. Cronología.....	51
4.2.3.3. Reconstrucción de eventos volcánicos.....	53
4.2.4. Brazo Blest.....	58
4.2.4.1. Descripción de los testigos.....	58
4.2.4.2. Cronología.....	58
4.3. Discusión.....	61
4.3.1. Correlación de eventos volcánicos.....	61
4.4. Conclusiones.....	63
4.5. Anexo.....	65
Capítulo 5.	70
5. Reconstrucción de cambios climáticos y ambientales en base a quironómidos encontrados en la Laguna La Zeta.	
5.1. Introducción.....	71
5.1.1. Contexto geomorfológico.....	72
5.2. Resultados.....	74
5.2.1. Materia Orgánica.....	74
5.2.2. Quironómidos.....	75
5.2.3. Análisis estadístico.....	81
5.3. Discusión.....	84

5.3.1. Efecto de factores ambientales sobre las comunidades de quironómidos.....	84
5.3.2. Efecto de las tefras en las comunidades de quironómidos.....	85
5.4. Conclusiones.....	87
Capítulo 6.	88
6. Reconstrucción de cambios climáticos y ambientales en base a quironómidos encontrados en la Laguna Terraplén.	
6.1. Introducción.....	89
6.1.1. Contexto geomorfológico.....	90
6.2. Resultados.....	92
6.2.1. Materia Orgánica (MO).....	92
6.2.2. Quironómidos.....	93
6.2.3. Análisis estadístico.....	99
6.3. Discusión.....	102
6.3.1. Efecto de factores ambientales sobre las comunidades de quironómidos.....	102
6.3.2. Efecto de las tefras en las comunidades de quironómidos.....	102
6.4. Conclusiones.....	104
Capítulo 7.	105
7. Reconstrucción de los cambios climáticos y ambientales en base a quironómidos encontrados en la Laguna El Trébol.	
7.1. Introducción.....	106
7.1.1. Contexto geomorfológico.....	108
7.2. Resultados.....	110
7.2.1. Materia Orgánica (MO).....	110
7.2.2. Quironómidos.....	111
7.2.3. Análisis estadístico.....	117
7.3. Discusión.....	121
7.3.1. Efecto de factores ambientales sobre las comunidades de quironómidos.....	121
7.3.2. Efecto de las tefras en las comunidades de quironómidos.....	121
7.4. Conclusiones.....	123

Capítulo 8.....	125
8. Reconstrucción de los cambios climáticos y ambientales en base a quironómidos encontrados en Brazo Blest.	
8.1. Introducción.....	126
8.2. Resultados.....	129
8.2.1. Materia Orgánica.....	129
8.2.2. Quironómidos.....	130
8.2.3. Cambios bióticos en la estratigrafía	136
8.3. Discusión.....	138
8.3.1. Efecto de factores ambientales sobre las comunidades de quironómidos y pigmentos fósiles.....	138
8.3.2. Efecto de las tefras en las comunidades de quironómidos.....	139
8.4. Conclusiones.....	141
Capítulo 9.	142
9. Conclusiones Generales.....	143
Apéndice I	147
Bibliografía.....	168
Trabajo de Respaldo.....	190

Índice de Figuras

Figura 2.1: Ciclo de vida de Chironomidae. Adulto-Huevo-Larva (estadios 1, 2, 3 y 4)-Pupa-Adulto.....	8
Figura 2.2: Esquema de cápsulas cefálicas de los tres grupos más abundante de quironómidos y sus partes. Extraído de la “Guía de Insectos Acuáticos del Parque Nacional Nahuel Huapi. Larvas y Pupas” Massaferrero et al. 2012.....	9
Figura 3.1: Sitios de muestreo en San Carlos de Bariloche (B: Brazo Blest; Tre: El Trébol) y Esquel (LZ: La Zeta; Ter: Terraplén). Delimitado con líneas los Parques Nacionales cercanos a los sitios de Estudio. PNNH: Parque Nacional Nahuel Huapi. PNLA: Parque Nacional Los Alerces. Marcas blancas muestran los sitios de extracción de muestras. Volcanes de influencia en la zona: Complejo Cordón Caulle-Puyehue (CCP), Volcán Puntagudo (VP), Volcán Osorno (VO), Volcán Calbuco (VC), Volcán Michimahuida (VM), Volcán Chaitén (VCh) y Volcán Corcovado (VCo). Imagen tomada del Google Earth.....	16
Figura 3.2: Ciudad de Esquel y volcanes cercanos. Imagen tomada del Google Earth.....	19
Figura 3.3: Ciudad de Esquel y las lagunas bajo estudio. Laguna La Zeta y Terraplén. Distancia entre ambas lagunas: 17 km. Imagen tomada del Google Earth.....	19
Figura 3.4: Ciudad de San Carlos de Bariloche y volcanes cercanos. Imagen tomada del Google Earth.....	21
Figura 3.5: Ciudad de S.C. de Bariloche y los sitios bajo estudio. Laguna El Trébol y Bahía Brazo Blest. Distancia entre ambas lagunas: 28 km. Imagen tomada del Google Earth	22
Figura 3.6: Foto de muestreadores de gravedad con sistema de percusión. Uwitec (izquierda), Hammer Corer (derecha).....	24
Figura 3.7: Análisis de MO (LOI550°). A) Pesado de muestras húmedas. B) Muestra húmeda en el crisol. C) Muestras en horno a 60 °C para la eliminación de agua. D) Muestra seca a 60 °C. E) Incineración de materia orgánica a 550 °C en mufla. F) Muestra extraída de la mufla.....	29
Figura 3.8: Preparación sedimentos para quironómidos. A) Pesado de la submuestra (Balanza Prec TH200). B) Defloculado de la submuestra en 10 % KOH a 70 °C (FBR Decalab S.R.L.). C) Extracción de las cápsulas cefálicas utilizando una lupa estereoscópica Lancet, una placa de Bogorov, pinzas finas y luz externa.....	30
Figura 4.1: Marco tectónico y zonas de volcanismo activo de Sudamérica.....	34
Figura 4.2: Volcanes activos en la Zona Volcánica Sur de la Cordillera de los Andes. Imagen tomada del Google Earth	35

- Figura 4.3:** Mapa de dispersión de cenizas de las erupciones más relevantes del siglo XX que afectaron a la Argentina. Villarosa y Outes (2013).....37
- Figura 4.4:** Izquierda, radiografía del testigos de la Laguna La Zeta previo a su apertura. Derecha, fotografía del testigo cortado longitudinalmente. Tefras y dataciones indicadas con flechas.....38
- Figura 4.5:** Salida del programa Bacon en R para las dataciones del testigo de la Laguna La Zeta. Gráficos superiores muestran, a la izquierda: las iteraciones de Markov Chain Monte Carlo (MCMC) distribución estacionaria con poca estructura entre iteraciones cercanas; grafico central: tasa de acumulación previa, distribución gama, asimétrica y siempre positiva (curva verde), y la posterior (histograma gris); gráfico derecho: memoria o autocorrelación. Grafico Inferior: muestra las edades calibradas de ^{14}C (líneas azules), modelo edad-profundidad (gris oscuro, indicando las edades calendario más probables; punteado gris muestra el intervalo de confianza de 1σ , 68 %, y negro el intervalo de confianza para 2σ , 95%); curva roja indica el mejor modelo basado en las edades medias ponderadas para cada profundidad. Curva de calibración para el Hemisferio Sur (SHCal13), con millones de iteraciones de MCMC. Edades calibradas años AP Antes del Presente. Líneas rojas horizontales marcan las tefras.....40
- Figura 4.6:** ZT1, imagen en donde se observa una población de vitroclastos castaño claro, color caramelo y una fracción de vitroclastos oscuros, acompañados por minerales mayormente plagioclasas (80X). Foto: Valeria Outes.....41
- Figura 4.7:** ZT1: Izquierda: se observan cristales redondeados a subredondeados de gran tamaño, en comparación con el resto de los vitroclastos y componentes de la tefra (40X). Derecha: imagen de la fracción magnética que se removió para realizar la descripción. Se observan en primer plano dos cristales de gran tamaño con inclusiones de minerales magnéticos y algunos fragmentos líticos pequeños (rojos) con inclusiones magnéticas (50X). Foto: Valeria Outes.....42
- Figura 4.8:** ZT2: Izquierda: imagen en donde se observa el alto contenido de minerales félsicos, plagioclasas, acompañados por minerales máficos. Muchos de los cristales presentan pequeñas motas de minerales magnéticos. Derecha: cuatro vitroclastos pumíceos blanquecinos con tonalidades amarillentas y motas de minerales magnéticos (20X). Foto: Valeria Outes.....42
- Figura 4.9:** Figura 4.9: ZT2, ambas imágenes muestran la presencia de cristales minerales claros, transparentes muchos con inclusiones de minerales magnéticos y cristales

verdosos, tabulares de hipersteno (círculos rojos) con inclusiones negras de minerales magnéticos (40X). Foto: Valeria Outes.....43

Figura 4.10: Izquierda: radiografía del testigo previo a su apertura. Derecha: fotografía del testigo abierto longitudinalmente. Se indican las tefras más antiguas, TerT1 (base), y más reciente, TerT4 (parte superior), y las dataciones Ter49, Ter69 y Ter100. El testigo fue estudiado hasta la marce de 60 cm. Las líneas blancas en la fotografía de la derecha son marcas colocadas donde se extrajo la tefra para evitar la pérdida de la forma del testigo, salvo la marca inferior de donde se extrajo materia para identificación de posible tefra.....45

Figura 4.11: Salida del programa Bacon en R para las dataciones del testigo de la Laguna Terraplén. Gráficos superiores muestran, a la izquierda: las iteraciones de Markov Chain Monte Carlo (MCMC) distribución estacionaria con poca estructura entre iteraciones cercanas; grafico central: tasa de acumulación previa, distribución gama, asimétrica y siempre positiva (curva verde), y la posterior (histograma gris); gráfico derecho: memoria o autocorrelación. Grafico Inferior: muestra las edades calibradas de 14C (líneas azules), modelo edad-profundidad (gris oscuro, indicando las edades calendario más probables; punteado gris muestra el intervalo de confianza de 1 σ - 68 % y negro el intervalo de confianza para 2 σ - 95%); curva roja indica el mejor modelo basado en las edades medias ponderadas para cada profundidad. Curva de calibración para el Hemisferio Sur (SHCal13), con millones de iteraciones de MCMC. Edades calibradas años AP Antes del Presente). Líneas rojas horizontales marcan las tefras.....47

Figura 4.12: Izquierda: TerT2 imagen en donde se observan las 2 poblaciones de vidrio (gris oscuros y caramelo). En el círculo rojo se señala un fragmento de vitroclasto, producto de la ruptura de burbujas junto con otros vitroclastos (80x). Derecha: detalle de vitroclasto producto de la ruptura de burbujas (80x). Foto: Valeria Outes.....48

Figura 4.13: TerT2. Izquierda: vitroclastos gris oscuro junto con algunos cristales con pequeños grumos de minerales magnéticos (80x). Derecha: vitroclasto castaño oscuro en donde se observan los canalículos elongados y los huecos formados por la ruptura de burbujas (40x). Foto: Valeria Outes.....48

Figura 4.14: TerT3. Izquierda: vitroclastos incoloros y cristales máficos del tipo de hiperstenos (80x). Derecha: detalle de hipersteno rectangular. Foto: Valeria Outes.....49

Figura 4.15: TerT4. Izquierda: en primer plano se observa un vitroclasto elongado, con estrías que representan los remanentes de burbujas estiradas/alargadas, incoloras.

Derecha: un vitroclasto subredondeado a redondo, pumíceo, incoloro y varios fragmentos de cristales de plagioclasa. Foto: Valeria Outes.....	49
Figura 4.16: Izquierda: Radiografía del testigo de la Laguna El Trébol. Derecha: fotografía del testigo abierto longitudinalmente. Se indican las tefras mas antiguas, TrT1 (base), y más reciente, TrT10 (parte superior), y la datación Tre21.El testigo fue estudiado hasta la marce de 60 cm (línea punteada).....	50
Figura 4.17: Salida del programa Bacon en R para las dataciones de la laguna El Trébol. Gráficos superiores muestran, a la izquierda: las iteraciones de Markov Chain Monte Carlo (MCMC) distribución estacionaria con poca estructura entre iteraciones cercanas; grafico central: tasa de acumulación previa, distribución gama, asimétrica y siempre positiva (curva verde), y la posterior (histograma gris); gráfico derecho: memoria o autocorrelación. Grafico Inferior: muestra las edades calibradas de 14C (líneas azules), modelo edad-profundidad (gris oscuro, indicando las edades calendario más probables; punteado gris muestra el intervalo de confianza de 1 σ - 68 % y negro el intervalo de confianza para 2 σ - 95%); curva roja indica el mejor modelo basado en las edades medias ponderadas para cada profundidad. Curva de calibración para el Hemisferio Sur (SHCal13), con millones de iteraciones de MCMC. Edades calibradas años AP Antes del Presente). Líneas rojas horizontales marcan las tefras.....	53
Figura 4.18: TrT4, vitroclastos pumíceos gris claro y vidrios verdes (40X). Foto: Carolina Manzoni	54
Figura 4.19: TrT5, vitroclastos pumíceos gris claro y vidrios verdes (25X). Foto: Carolina Manzoni	54
Figura 4.20: TrT6, imagen en donde se pueden observar los distintos tipos de vitroclastos que caracterizan al nivel. En la esquina derecha inferior se observa un vitroclasto pumíceo, blanquecino y señalado con flechas rojas dos vitroclastos de vidrio incoloro con canalículos elongados y flexurados con brillo notorio. En un primer plano, en la parte superior de la imagen se distingue un vitroclasto grisáceo, pumíceo de gran tamaño (20X). Foto: Valeria Outes.....	55
Figura 4.21: TrT7, imagen en donde se pueden observar los vitroclastos verdes, sin los magnéticos (40X). Foto: Carolina Manzoni.	55
Figura 4.22: TrT8, población de vitroclastos color castaño, los fragmentos pequeños son más claros, translúcidos y derivan de la fractura de fragmentos mayores, en general son paredes de burbujas (80X). Foto: Valeria Outes.....	56
Figura 4.23: TrT8. Izquierda: vitroclastos oscuros de mayor tamaño (25X). Derecha: vitroclasto con 2 colores de vidrio (50X). Foto: Valeria Outes	56

Figura 4.24: TrT9, población de vitroclastos color castaño verdoso, minerales magnéticos de color negro (50X). Foto: Carolina Manzoni	57
Figura 4.25: TrT10, en la imagen se observan abundantes vitroclastos de vidrio incoloro junto con vitroclastos color castaño claro hasta oscuro subordinados (20X). Foto: Valeria Outes.....	57
Figura 4.26: Edades estimadas calibradas a partir de ^{210}Pb (CRS) de los primeros 9 cm del testigo. Puntos señalan tefras	60
Figura 4.27: SM: Susceptibilidad Magnética, medida adimensional (k); MO: Materia Orgánica estimada a partir de LOI a 550°C , porcentual (%). Franjas rojas marcan las tefras encontradas.....	60
Fig. 4.28: Comparación y correlación de los testigos Terraplén (izquierda) y La Zeta (derecha).....	62
Figura 5.1: Laguna La Zeta y ubicación de la ciudad de Esquel. Imagen tomada del Google Earth	71
Figura 5.2: Fotografía de la Laguna La Zeta desde la costa.....	72
Figura 5.3: Se muestra la Laguna La Zeta. La línea fucsia marca el límite de la lengua Futalaufquen pertenecientes al Último Máximo Glaciar. Imagen tomada de Google Earth	73
Figura 5.4: Cuenca de drenaje de la Laguna La Zeta señalada por la línea roja. Líneas punteadas celestes marcan los arroyos temporarios que se forman en épocas de lluvia. Arroyo seco es el único canal de desagüe de la laguna en épocas de lluvia (Arreveré, 2015). Imagen tomada del Google Earth.....	73
Figura 5.5: Materia Orgánica (MO) estimada a partir del LOI 550 del testigo de la laguna La Zeta. Franjas rojas marcan las tefras encontradas	75
Figura 5.6: Análisis de agrupamiento y proporciones de los morfogéneros encontrados a lo largo del testigo de la laguna La Zeta. La abundancia de cada morfogénero en los centímetros muestreados se encuentra indicada por una escala de símbolos (burbujas) de modo de visualizar la distribución de los morfogéneros lo largo de todo el testigo. Ia, Ib, Ila y Iib son los grupos identificados. Líneas rojas marcan las tefras encontradas.....	79
Figura 5.7: Abundancias relativas de quironómidos ($> 1\%$) agrupados según su hábitat encontrados en la laguna La Zeta. MO: Materia Orgánica; H: Índice de Diversidad; S: Riqueza (número de morfogéneros); Nro de individuos encontrados en los 4 gr analizados. Franjas rojas marcan las tefras encontradas.....	80
Figura 5.8: Resultados del DCA para la laguna La Zeta. Abundancia: número de individuos de quironómidos encontrados en la laguna La Zeta. MO: Materia Orgánica (LOI 550°);	

H: Índice de Diversidad; S: Riqueza (número de especies); líneas rojas: tefras. Ejes 1 y 2 del DCA. Eigenvalues: DCA1: 0,1084; DCA2: 0,08292.....	81
Figura 5.9: Scors para la laguna La Zeta. a) DCA mostrando los centímetros a lo largo del testigo. Las muestras se unieron cronológicamente mediante líneas. Línea azul: base del testigo hasta T1; Línea verde: desde T1 hasta T2; Línea roja: desde T2 hasta T3; Línea amarilla: desde T3 hasta la superficie. b) morfogéneros con abundancias relativas > 1 %. Eigenvalues: DCA1: 0,1084; DCA2: 0,8292.....	82
Figura 6.1: Laguna Terraplén. Imagen tomada del Google Earth	89
Figura 6.2: Fotografía de la Laguna Terraplén desde la costa....	90
Figura 6.3: Se muestra la Laguna Terraplén. La línea lila marca los depósitos morénicos de retroceso, pertenecientes a la lengua del Futalaufquen. La línea fucsia marca el límite de la lengua Futalaufquen pertenecientes a la Última Gran Glaciación. Imagen tomada del Google Earth.....	91
Figura 6.4: Cuenca de drenaje de la Laguna Terraplén (línea roja). La estrella marca el punto de extracción del testigo. Imagen tomada del Google Earth	91
Figura 6.5: Materia Orgánica (MO) estimada a partir del LOI 550 en el testigo de la laguna Terraplén. Franjas rojas marcan las tefras encontradas	93
Figura 6.6: Análisis de agrupamiento y abundancias relativas de los morfogéneros encontrados en la laguna Terraplén. La abundancia de cada morfogénero en los centímetros muestreados se encuentran indicadas por una escala de símbolos (burbujas) de modo de visualizar la distribución de los morfogéneros a lo largo de todo el testigo. Ia, Ib, Ila y Iib son los grupos identificados. Líneas rojas marcan las tefras encontradas.....	95
Figura 6.7: Abundancias relativas de quironómidos (> 1 %) agrupados según su hábitat encontrados en la Laguna Terraplén. MO: Materia Orgánica; H: Índice de Diversidad; S: Riqueza (número de especies); franjas rojas marcan las tefras encontradas.....	98
Figura 6.8: Resultados de DCA para la laguna Terraplén. Abundancia: número de individuos; MO: Materia Orgánica; H: Índice de Diversidad; S: Riqueza (número de morfogéneros); líneas rojas: tefras. Ejes 1 y 2 del DCA. Eigenvalues: DCA1: 0,09666; DCA2: 0,03858.....	99
Figura 6.9: Scors para la laguna Terraplén. a) DCA del testigo de la laguna Terraplén en cuanto a la profundidad. b) DCA del testigo de la laguna Terraplén en cuanto a los quironómidos encontrados con una abundancia relativa superior al 1 %. Eigenvalues: DCA1: 0,09666; DCA2: 0,03858.....	100

Figura 7.1: Laguna El Trébol y la ciudad de San Carlos de Bariloche. Imagen tomada del Google Earth.....	109
Figura 7.2: Fotografía de la Laguna El Trébol desde la costa.....	109
Figura 7.3: Se muestra la cuenca de drenaje de la Laguna El Trébol (línea roja). Globo: marca el sitio de extracción del testigo. Imagen tomada del Google Earth.....	111
Figura 7.4: Materia Orgánica (MO) estimada a partir del LOI 550 presente en el testigo de la laguna El Trébol. Franjas rojas marcan tefras.....	113
Figura 7.5: Análisis de agrupamiento y abundancias de los morfogéneros encontrados a lo largo del testigo de la laguna El Trébol. La abundancia de los morfogéneros en los centímetros muestreados se encuentran indicadas por una escala de símbolos (burbujas) de modo de visualizar la distribución de los morfogéneros a lo largo de todo el testigo. Ia, Ib, IIa y IIb son los grupos identificados. Líneas rojas marcan la base de las tefras encontradas.....	115
Figura 7.6: Abundancias relativas de quironómidos (> 1 %) en la laguna El Trébol agrupados según su hábitat. MO: Materia Orgánica (%); H: Índice de Diversidad; S: Riqueza (número de especies). franjas rojas marcan las tefras encontradas.	118
Figura 7.7: Resultados de DCA para la laguna El Trébol. Abundancia de quironómidos: número de individuos; MO: Materia Orgánica (LOI 550°); H: Índice de Diversidad; S: Riqueza de especies (número de especies); sombreado rojo: tefras. Ejes 1 y 2 del DCA calculados con las abundancias relativas de los quironómidos. Eigenvalues: DCA1: 0.09394; DCA2: 0.06114..	120
Figura 7.8: Scors para la laguna El Trébol. a) DCA mostrando los centímetros a lo largo del testigo. Línea amarilla: TrT6 hasta TrT7; Línea negra: TrT7 hasta TrT8; Línea azul: desde TrT8 hasta TrT9; Línea roja: desde TrT9 hasta TrT10; Línea verde: desde TrT10 hasta la superficie. Se le gráfico la MO; b) morfogéneros con abundancias relativas > 1 %. Eigenvalues: DCA1: 0.09394; DCA2: 0.06114.....	121
Figura 8.1: Brazo Blest. Imagen tomada de Google Earth	127
Figura 8.2: Fotografía de Brazo Blest desde la costa.....	127
Figura 8.3: Cuenca del Brazo Blest. A) Cuenca Blest-Cantaros, línea punteada marca el arroyo que ingresa a la Bahía; B) Cuenca Glaciar Frías, línea punteada marca el Rio Frías que ingresa a la Bahía. Imagen tomada del Google Earth.....	128
Figura 8.4: Materia Orgánica (MO) presente en el testigo del Brazo Blest. Franjas rojas marcan las tefras encontradas	129
Figura 8.5: Abundancia Relativa de quironómidos (> 1 %) agrupados según su hábitat encontrados en Brazo Blest; MO: materia orgánica; S: Riqueza (número de	

morfogéneros); porcentajes de morfogéneros semiterrestres-litorales y profundos (%).

Líneas rojas marcan las tefras encontradas.....132

Figura 8.6: Análisis de agrupamiento y abundancias relativas de los morfogéneros encontrados a lo largo del testigo de Brazo Blest. La abundancia de cada morfogénero en los centímetros muestreados se encuentran indicadas por una escala de símbolos (burbujas) de modo de visualizar la distribución de los morfogéneros a lo largo de todo el testigo. Ia, Ib, IIa y IIb son los grupos identificados. Líneas rojas marcan las tefras encontradas.....133

Figura 8.7: Pigmentos totales y específicos encontrados a lo largo de todo el testigo de Brazo Blest. CD: Derivados de Clorofila. TC: Carotenoides Totales. Tasa 430nm:410nm. Líneas rojas marcan las tefras encontradas; Líneas punteadas marcan la zonación.....134

Figura 8.8: Quironómidos encontrados en el testigo de Brazo Blest, porcentaje de morfogéneros semiterrestres-litorales y profundas; Abundancia (número de individuos); S.M.: Susceptibilidad Magnética (constante adimensional, k); M.O.: Materia Orgánica (%). Líneas rojas marcan tefras encontradas. Línea punteada marca zonación realizada en base a los quironómidos.....135

Figura 9.1: Cronología (AD) de eventos encontrados en los cuatro sitios de estudio. Las flechas rojas indican la presencia de tefra. Las flechas negras indican un cambio ambiental.146

Índice de Tablas

Tabla 3.1: Datos de las lagunas en estudio. La Zeta (Z11), Terraplén (Ter13). m s.n.m.: Milímetros sobre el nivel del mar. Fig. 3.3.....	19
Tabla 3.2: Datos de los sitios bajo estudio. Laguna El Trébol (Tr13) y Bahía Brazo Blest (B11). m.s.n.m.: Milímetros sobre el nivel del mar.....	21
Tabla 4.1: Dataciones radiocarbónicas obtenidas y edades calibradas de la laguna La Zata. Probabilidades del 1 σ (68 %) y 2 σ (95 %). ID: identificación de la muestra datada (Z41, Z18, Z12 y Z5) y tefras (ZT3, ZT2 y ZT1). AD: Anno Domini. AP: antes del presente.....	39
Tabla 4.2: Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas de la laguna Terraplén. ID: identificación de la muestra datada (Ter100, Ter69 y Ter49) y posición de las tefras (TerT1, TerT2, TerT3 y TerT4). Modelado de edades basados en 1 σ (68 %) y 2 σ (95%) obtenidos con el paquete Bacon en el programa R. AD: Anno Domini. AP: años antes del presente.....	46
Tabla 4.3: Dataciones radiocarbónicas obtenidas y edades calibradas de la laguna El Trébol. Probabilidades del 1 σ (68,5 %) y 2 σ (95 %). ID: identificación de la muestra datada (Tr21) y tefras (TrT4, TrT5, TrT6, TrT7, TrT8, TrT9 y TrT10). AD: Anno Domini. AP: antes del presente.....	52
Tabla 4.4: Cronología en base al modelo de tasa de sedimentación (Constant Rate of Supply: CRS) utilizando ²¹⁰ Pb y edades extrapoladas de Brazo Blest.....	59
Tabla 5.1: Tefras encontradas en el testigo de la laguna La Zeta (ZT1, ZT2 y ZT3) y centímetros datados (Z5, Z12, Z18 y Z41) con el modelado de edades basados en 1 σ (68 %) y 2 σ (95%) obtenidos con el paquete Bacon en el programa R. AD: Edad calendario (Anno Domini). AP: antes del presente.....	74
Tabla 5.2: Subfamilias y morfogénero encontradas en el testigo de la laguna La Zeta.....	76
Tabla 6.1: Tefras encontradas en el testigo de la laguna Terraplén (TerT1, TerT2, TerT3 y TerT4) y centímetros datados (Ter49, Ter69 y Ter100) con el modelado de edades basados en 1 σ (68 %) y 2 σ (95%) obtenidos con el paquete Bacon en el programa R. Edad calendario AD: Anno Domini; AP: antes del presente.....	92
Tabla 6.2: Subfamilias y morfogénero encontradas en el testigo de la laguna Terraplén.....	94
Tabla 7.1: Tefras encontradas en la laguna El Trébol (TrT4, TrT5, TrT6, TrT7, TrT8, TrT9 y TrT10) y centímetros datados (Tr21) con el modelado de edades basados en 1 σ (68 %) y 2 σ (95%) obtenidos con el paquete Bacon en el programa R.....	112
Tabla 7.2: Subfamilias y morfogénero encontradas en el testigo de la laguna El Trébol.....	114
Tabla 8.1: Subfamilias y morfogénero encontrados en el testigo de Brazo Blest	130

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN – OBJETIVOS



1.1. INTRODUCCIÓN GENERAL

El Período Cuaternario, cuyo comienzo se estima 2,6 millones de años atrás, comprende el Pleistoceno (2,6 Ma AP – 11700 años AP) y el Holoceno (11700 años AP hasta el presente). Una de las características particulares de este período fue la combinación de gran actividad glaciaria intercalada con períodos cálidos que provocaron oscilaciones climáticas de gran amplitud. Durante el Holoceno estas oscilaciones cíclicas frías-cálidas se combinaron con otras de tipo seco-húmedo. En los trabajos realizados por Bond *et al.*, (1997, 2001) se describen estos cambios cíclicos cada 147 años, mientras que Wanner *et al.* (2011) encontraron numerosos lapsos fríos interrumpidos por períodos relativamente estables y cálidos, pero no de forma regular o cíclica, justificando estos períodos por una disminución de los rayos solares, de la circulación termohalina y numerosas erupciones volcánicas tropicales.

El último milenio es un período interesante para investigar la influencia de una gran variedad de forzantes climáticas. Durante este tiempo se reconocen dos grandes cambios climáticos de poca amplitud a nivel mundial: un periodo relativamente frío, con actividad solar baja y actividad volcánica significativa, la Pequeña Edad del Hielo (PEH o LIA por sus siglas en inglés *Little Ice Age*), comprendida entre los ca. 1300-1900 años AD; y un periodo relativamente cálido conocido como Anomalía Climática Medieval (ACM antiguamente denominado Período Cálido Medieval o WMP por sus siglas en inglés *Warm Medieval Period*), entre los ca. 800 y los 1300 años AD (Mann *et al.*, 2009). Un aspecto importante a tener en cuenta en los estudios de cambio climático a nivel global es la magnitud y tiempo de cambio, es decir, de qué manera se expresa el cambio en las distintas partes del planeta y la sincronización de estos eventos entre ambos hemisferios.

La zona sur de Sudamérica se encuentra en una posición en el globo terráqueo particularmente interesante para este estudio del clima, ya que es la única masa continental terrestre que se extiende desde el trópico hasta prácticamente el polo sur, además de estar influenciada por numerosos factores atmosféricos y oceánicos. En particular, Patagonia es especialmente valiosa para estudios paleoambientales, por encontrarse en latitudes medias altas en el hemisferio sur y por su ubicación en la zona de acción de los vientos del oeste (*westerlies*) influenciados por expresiones climáticas ecuatoriales y antárticas. Otra característica de esta zona, es la presencia de numerosos lagos formados durante la última glaciación del Cuaternario, ambientes óptimos para el estudio de cambios climáticos ocurridos en los últimos 20.000 años. Más aún, Patagonia norte, posee una gran variedad de bosques y ambientes lacustres, distribuidos a lo largo de un marcado gradiente altitudinal y latitudinal, y controlado por efectos climáticos locales y regionales, además de haber

experimentado cambios bióticos y sedimentarios en las últimas décadas (Lami *et al.*, 2000; Lotter y Birks, 2003). Los lagos de la Patagonia son en su mayoría de origen glacial, con un régimen termal monomítico cálido con estratificación en el verano, extremadamente transparentes por su ultraoligotrofia (Modenutti *et al.*, 1998), y debido a su origen glacial, presentan registros sedimentarios continuos y detallados (Ariztegui *et al.*, 2007). Esto hace de esta región un sitio propicio para la realización de reconstrucciones climáticas.

Estudios realizados en la Patagonia que expliquen las oscilaciones climáticas del último milenio basados en secuencias lacustres no son muchos (Villalba, 1990; Ariztegui *et al.*, 1997 b; Massaferro *et al.*, 2005 b; Ariztegui *et al.*, 2007; Guilizzoni *et al.*, 2009; Tonello *et al.*, 2009; Laprida *et al.*, 2015; Martin *et al.*, 2015 a y b). Otros estudios de gran importancia se basan en dendrocronología y movimientos glaciares (Villalba, 1994 b; Luckman y Villalba, 2001). Uno de los estudios más importantes realizados en Patagonia, sobre reconstrucción de cambios climáticos del último milenio, fue realizado por Luckman y Villalba (2001), en donde demuestran mediante la reconstrucción de la actividad glacial, sus avances glaciares y análisis dendrocronológicos, el alcance y duración de la PEH en esta región, mostrando con un detalle de décadas, que la magnitud y la duración de la PEH y de los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario tardío, son variables dependiendo del sitio dónde se estudie. Sin embargo no logra clarificar si la temperatura, la precipitación o una combinación de ambas variables son las responsables de las variaciones de las masas glaciares en la región norpatagónica.

La paleolimnología, es el estudio del comportamiento y particularidades de los lagos en el pasado, analizando las características físicas, químicas, mineralógicas y la biota fósil preservada en los sedimentos lacustres (Brenner *et al.*, 2002). Esta disciplina juega un rol importante en estudios de cambios ambientales a largo plazo, ya que da información sobre cambios ocurridos en el pasado dando señales de cambios ambientales en el presente y prediciendo cambios en el futuro. Los estudios paleoambientales, se basan en la utilización de componentes archivados en los sedimentos que pueden ser extraídos, identificados y cuantificados permitiendo la inferencia de condiciones ambientales pasadas, a estos componentes se los denomina *proxy* (Battarbee, 2003). Los proxies pueden ser físicos (sedimentología, mineralogía, parámetros magnéticos), geoquímicos (isótopos estables, geoquímica elemental inorgánica u orgánica) o biológicos (pigmentos, organismos enteros o partes de ellos). Los más utilizados son los biológicos o *bioproxies*, ejemplos de estos son los quironómidos, ostrácodos, diatomeas, pigmentos, entre otros. Estos organismos poseen restos que se preservan en los sedimentos a través del tiempo y su estudio permite evaluar las condiciones ambientales pasadas (Briner *et al.*, 2006). Estas reconstrucciones

paleoambientales se basan en el “Principio de Uniformitarismo Taxonómico” (Dodd y Stanton, 1990) y en el supuesto de que las relaciones entre los organismos y el ambiente no varían a lo largo del tiempo, al menos en el Cuaternario Tardío (Birks y Birks, 2006). El análisis simultáneo de proxies sedimentarios se los denomina *estudios multiproxy*, siendo de gran importancia por involucrar estudios físicos, químicos, mineralógicos y biológicos (fósiles), otorgando una visión de eventos naturales y no naturales ocurridos en el pasado, dado que permiten registrar cambios naturales y antrópicos que ocurren en el lago y sus alrededores (Briner *et al.*, 2006).

Los estudios tefroestratigráficos y tefrocronológicos son una fuente importante de información para reconstruir la ocurrencia de eventos volcánicos del Holoceno (Chapron *et al.*, 2006; Villarosa *et al.*, 2006; Villarosa, 2008). Numerosos estudios han demostrado que las erupciones volcánicas explosivas pueden tener impactos significantes en los ecosistemas modificando las tasas de sedimentación, los aportes de nutrientes, la penetración de luz, las propiedades fisicoquímicas, la limnobiota y afectando a las plantas, entre otros impactos (Hickman y Reasoner, 1994; Eastwood *et al.*, 2002), y ocasionando cambios en los ensambles de los organismos que viven en los ambientes acuáticos (Araneda *et al.*, 2007). A modo de ejemplo, algunas de las erupciones volcánicas más importantes que afectaron la región patagónica norte en los últimos 1000 años fueron: el Cordón Caulle (Complejo Volcánico Cordón Caulle-Puyehue; 1922, 1960/61, 2011 AD; Villarosa *et al.*, 2006; Singer *et al.*, 2008) y Calbuco (1893 a 1895 AD; Petit-Breuilh Sepulveda, 1995, 2004; Villarosa *et al.*, 2009) que afectaron la cuenca del Lago Nahuel Huapi (LNH) y especialmente al Brazo Blest; y la erupción de Chaitén en 2008 y 1625 AD (Lara, 2009; Lara *et al.*, 2013) las cuales afectaron a la zona de Esquel y Parque Nacional Los Alerces. En Patagonia Norte, la identificación y caracterización de niveles de ceniza volcánica y eventos sísmicos permitieron reconstruir la historia de los disturbios naturales en el sistema sedimentario lacustre (estratigrafía de eventos) otorgando un marco cronoestratigráfico de referencia y generando una visión más precisa de las variaciones climáticas ocurridas en los últimos 1000 años.

1.2. OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de esta tesis es estudiar la variación en los ensambles de quironómidos (Insecta: Diptera: Chironomidae) en ambientes lacustres que evidencian eventos volcánicos, ubicados en Patagonia andina, para evaluar su respuesta a cambios climáticos y ambientales, poniendo especial énfasis en los impactos que provocaron las tefras en las comunidades de quironómidos en el último milenio.

1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- (i) Estudiar la paleodiversidad de quironómidos y los cambios en ensambles de quironómidos subfósiles en los últimos 1000 años en las lagunas Terraplén, La Zeta, El Trébol y Brazo Blest.
- (ii) Evaluar los efectos del vulcanismo en los ensambles de quironómidos.
- (iii) Identificar eventos climáticos ocurridos en el último milenio (por ejemplo la Pequeña Edad del Hielo, PEH).
- (iv) Contribuir al conocimiento de la fauna de quironómidos en la región andino-Patagónica.

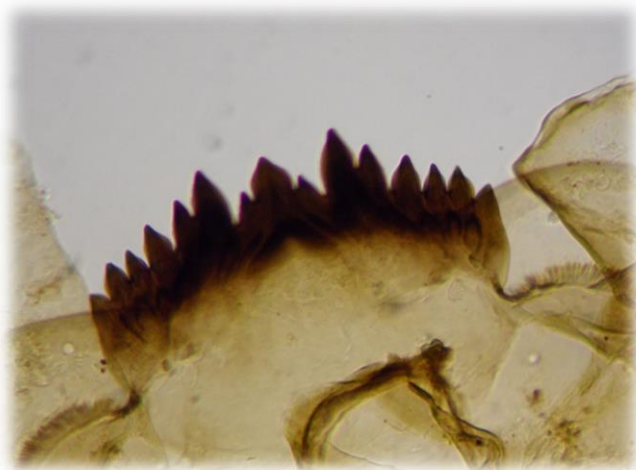
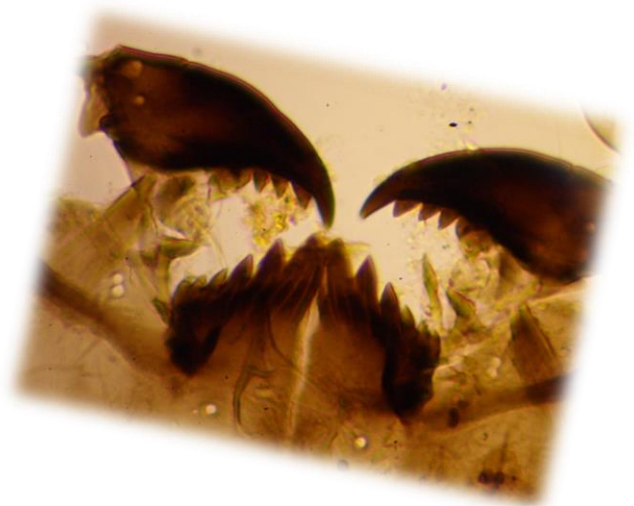
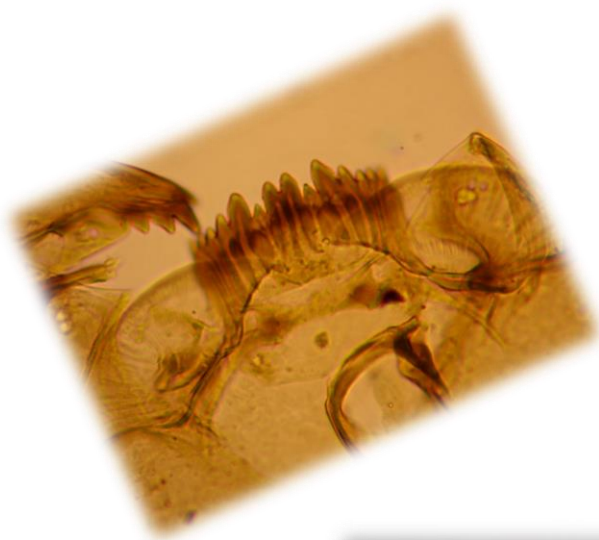
1.4. HIPOTESIS Y PREDICCIONES GENERALES

Se plantea como Hipótesis general de este trabajo que *los cambios en los ensambles de quironómidos subfósiles, responden a variaciones climáticas (como temperatura y precipitaciones) y ambientales naturales (eventos volcánicos) y antrópicas (cambios en la productividad/tróficos) ocurridas en los últimos 1000 años en Patagonia Norte.* A partir de esta hipótesis se desprenden las siguientes predicciones.

- Los cambios en la diversidad y abundancia de quironómidos están asociados a cambios en la productividad de los sistemas acuáticos.
- Los eventos volcánicos ocurridos en los últimos 1000 años en la región produjeron un impacto sobre los ensambles, especialmente cambios en su diversidad y abundancia, que se evidencian de manera diferencial en cada sitio según su cercanía al volcán y las características ambientales de la zona.

CAPÍTULO 2

QUIRONÓMIDOS



2.1. QUIRONÓMIDOS

Los Quironómidos (Insecta: Diptera: Chironomidae) constituyen uno de los grupos de macroinvertebrados acuáticos más abundantes y diversos que habitan prácticamente todos los sistemas acuáticos del mundo (Paggi, 2001; Williams *et al.*, 2012), distribuyéndose en todas las regiones zoogeográficas del mundo, incluyendo la Antártida (Fig. 1). Los estados inmaduros de la mayoría de las especies se encuentran en ambientes dulceacuícolas, si bien se conocen especies terrestres, marinas y de aguas salobres (Ashe *et al.*, 1987). La familia incluye alrededor de 5.000 especies conocidas (Brooks, 2003), representando menos del 45 % de las 12.000-20.000 que se estima que existen en el mundo (Ashe *et al.*, 1987; Coffman y Ferrington, 1996).

Son insectos holometábolos, es decir que durante su desarrollo presentan una metamorfosis completa, pasando de larva acuática, a pupa y finalmente adulto alado. El ciclo inicia con la depositación de los huevos en la superficie del cuerpo de agua sumergidos en una matriz gelatinosa protectora, cuya forma varía según la subfamilia (Oliver, 1971). El estado larval es el más largo del ciclo, variando entre 2 semanas y 4 años dependiendo de la especie y las condiciones ambientales (Coffman, 1978), durante el cual se acumulan las reservas energéticas para la finalización del ciclo (Oliver, 1971). El estado larval consta de cuatro estadios, los cuales se diferencian principalmente en el tamaño; las larvas son mayormente bentónicas, acuáticas o semiacuáticas, en la mayoría construyen tubos utilizando las partículas del sedimento, observándose variaciones distintivas de cada género. El primer estadio larval es planctónico, fotopositivo y sedentario, en general este hábito sedentario continúa en los estadios larvales restantes, a excepción de la subfamilia Tanypodinae los cuales son nadadores. En cuanto al hábito alimenticio podemos encontrar carnívoros como los Tanypodinae, detritívoros como los Chironominae, fitófagos como los Orthocladiinae, o parásitos como algunas especies de las últimas dos familias. El estado de pupa tiene una duración de horas a un par de días, tiempo durante el cual la pupa sale a flote y se realiza la transformación de la larva al adulto alado. El estado adulto dura unos días y es el encargado de la reproducción y la dispersión (Larocque y Rolland, 2006) (Fig. 2.1).

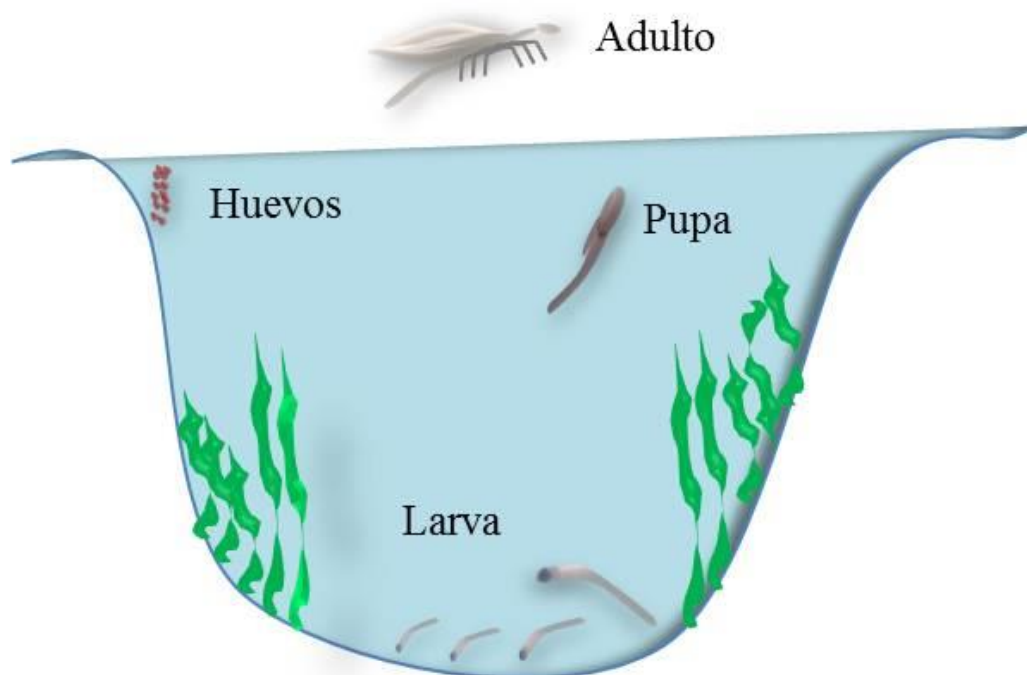


Figura 2.1: Ciclo de vida de Chironomidae. Adulto-Huevo-Larva (estadios 1, 2, 3 y 4)-Pupa-Adulto.

La cápsula cefálica de las larvas está compuesta de quitina, lo que permite que se preserven en óptimas condiciones en los sedimentos lacustres a pesar del paso del tiempo sin la necesidad de la fosilización de las mismas, por esta razón se los denomina *subfósiles* (Thienemann, 1922; Brundin, 1949; Hofmann, 1986; Saether, 1979; Armitage *et al.*, 1995; Laprida *et al.*, 2015; Porinchu *et al.*, 2002). Otro rasgo de gran importancia es que las cápsulas cefálicas poseen características taxonómicas, las cuales permiten su identificación hasta género y en algunas oportunidades hasta especie (Fig. 2.2). Estas particularidades y su sensibilidad a cambios en la concentración de nutrientes, materia orgánica, metales pesados y sobre todo a los cambios de temperatura, los convierten en una excelente herramienta como indicadores de condiciones ambientales de los cuerpos de agua (Battarbee, 2000; Walker *et al.*, 1991; Brooks, 2006), y son de gran utilidad para la realización de reconstrucciones paleoambientales (Massaferro y Corley, 1998; Brooks, 2000; Brooks y Birks 2000; Verschuren *et al.*, 2000; Brooks *et al.*, 2001; Larocque-Tobler, 2001; Little y Smol, 2001; Quinlan y Smol, 2001; Massaferro y Brooks, 2002; Adriaenssens *et al.*, 2004; Brooks y Birks, 2004; Araneda *et al.*, 2007; Heiri y Lotter, 2003; Massaferro y Vandergoes, 2007; Engels *et al.*, 2012; Larocque-Tobler *et al.*, 2010; Langdon *et al.*, 2010; Millet *et al.*, 2012; Massaferro *et al.*, 2005 b, 2009, 2013, 2014).

Una de las principales características para la diferenciación de las subfamilias, cuando están presentes, son las placas ventromentales de las cápsulas cefálicas (Massaferro *et al.*, 2012). En la subfamilia Chironominae son grandes y generalmente poseen estriaciones, las

que a su vez pueden ser elongadas como en el caso de los Tanytarsini o en forma de abanico como en los Chironomimi (Walker, 1987). Los Orthoclaadiinae poseen una mayor variedad de formas, ya que sus placas ventromentales son poco conspicuas, muchas veces casi ausentes, y sin estriaciones (Walker, 1987). Por otro lado, y en todos los casos, el tamaño, disposición y el número de dientes varía según el taxón que se observe (Paggi, 2009).

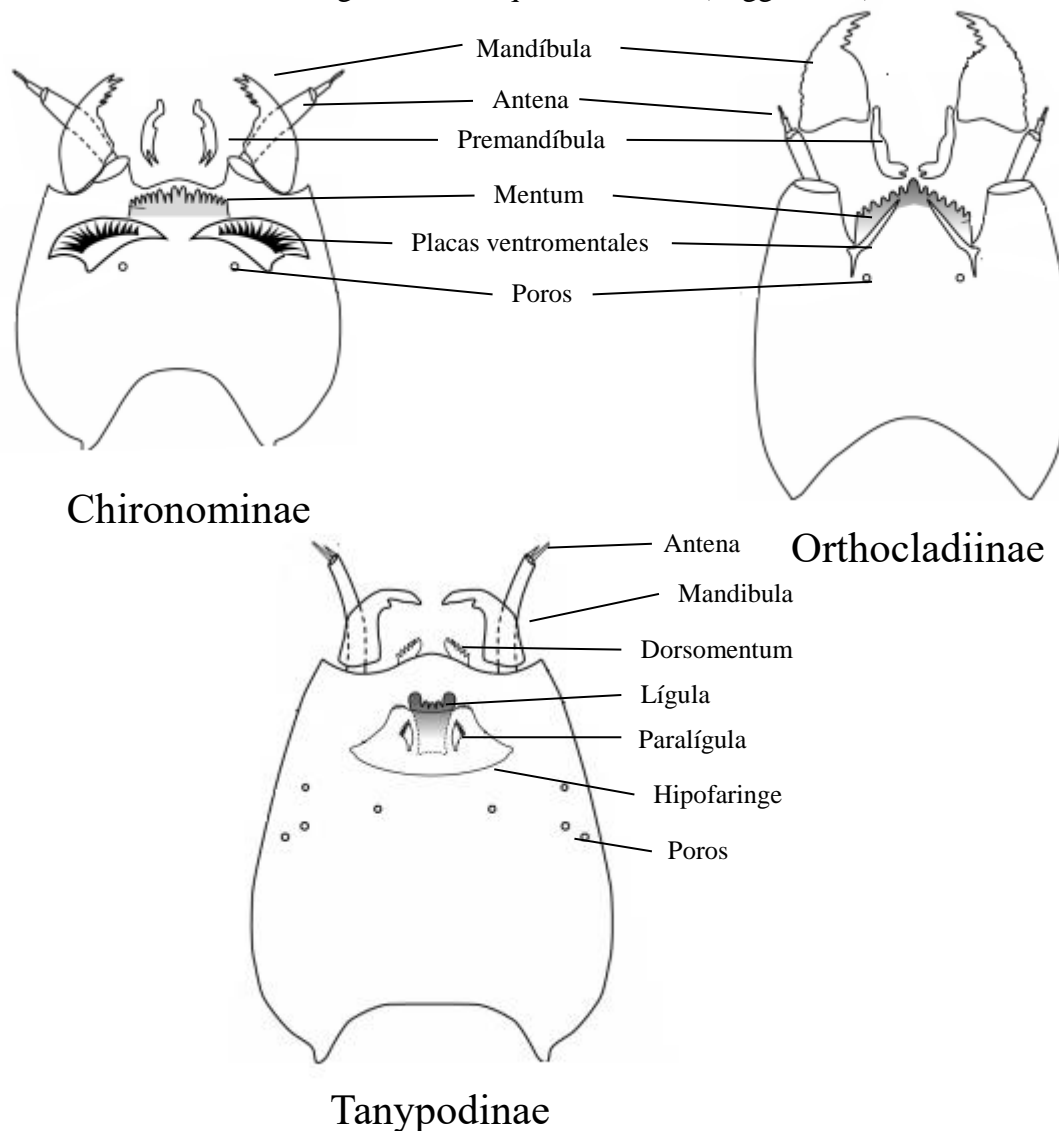


Figura 2.2: Esquema de cápsulas cefálicas de los tres grupos más abundante de quironómidos y sus partes. Extraído de la “Guía de Insectos Acuáticos del Parque Nacional Nahuel Huapi. Larvas y Pupas” Massaferró *et al.* 2012.

2.2. Uso como proxies

Las reconstrucciones ambientales se basan en los estudios de las relaciones entre los quironómidos y los factores ambientales que los afectan, de esta manera al saber en qué ambientes están las diferentes morfogéneros se puede inferir las condiciones ambientales de los sobfósiles encontrados. La temperatura se considera el principal factor (Larocque-Tobler *et al.*, 2006; Massaferró y Larocque-Tobler, 2013), seguido por la salinidad del agua (Walker

et al., 1995; Heinrichs *et al.*, 2001; Eggermont *et al.*, 2006), la profundidad (Walker *et al.*, 1991; Quinlan *et al.*, 1998; Korhola *et al.*, 2000; Porinchu *et al.*, 2002; Larocque *et al.*, 2006; Kurek y Cwynar, 2009; Luoto, 2009; Engels y Cwynar, 2011; Chen *et al.*, 2014) y el pH (Rees y Cwynar, 2010). Thienemann (1954) demuestra que los factores que determinan la distribución y estructura de las comunidades de estas larvas son la temperatura del agua, el oxígeno disuelto y la velocidad de la corriente. Sin embargo Rossaro (1991) indica que el factor más importante para la distribución de las especies es la temperatura, la cual a su vez condiciona las concentraciones de oxígeno. Asimismo, Larocque-Tobler *et al.* (2010) indican que existe una fuerte relación entre la temperatura-oxígeno disuelto-quironómidos, y las especies litorales son las que se ven más influenciadas ante los cambios de estas variables, razón por la cual son utilizadas para realizar reconstrucciones de temperatura, debido a que en general las especies profundas presentan su nivel óptimo a bajas temperaturas. Los factores que influenciarían la distribución de los quironómidos a nivel regional son la temperatura, la concentración de oxígeno y la profundidad; mientras que a nivel local tienen mayor relevancia el sustrato, la distribución de las macrófitas (Langdon *et al.*, 2010), la disponibilidad de nutrientes (Lotter *et al.*, 1998) y la clorofila a, empleada como proxy de la biomasa de fitoplancton (Brodersen y Lindegaard, 1999). La distribución de la vegetación acuática y la fauna bentónica, incluyendo los quironómidos, se ve influenciada por el ancho y la pendiente de la zona litoral, la estabilidad y la estructura de los depósitos, el contenido orgánico de los sedimentos, el ángulo de las olas y las corrientes que actúan sobre la cubeta del lago (Kalff, 2001; Engels y Cwynar, 2011).

Un ejemplo del uso de los quironómidos para inferir condiciones tróficas pasadas, es el trabajo realizado por Massaferró *et al.* (2005 a), el cual relaciona el aumento en las abundancias de *Chironomus* a partir de 1920 con un incremento en el estado trófico del Lago Morenito, principalmente dado por la introducción de especies exóticas de peces como la trucha. Otro ejemplo es el trabajo de Araneda *et al.* (2013) que estudia los quironómidos subfósiles en sedimentos de los lagos Burgos (45° 42'S) y Lago Thompson (45°38'S) observando, que los cambios en los ensambles de quironómidos se relacionan con un aumento en el ingreso de nutrientes debido a la deforestación provocada por los fuegos. En este estudio no se observa un retorno a las condiciones pre-disturbio.

2.3. Quironómidos y Clima

El estudio de paleoproxies lacustres en el Hemisferio Norte ha venido incrementándose en los últimos 50 años (Ilyashuk *et al.*, 2011; Moreno *et al.*, 2011; Lotter *et*

al., 2012; Chen *et al.*, 2014; Maddison *et al.*, 2014; Battarbee *et al.*, 2015; Veski *et al.*, 2015 a y b). En el Hemisferio Sur, estos estudios son más escasos y se suelen focalizar en los cambios climáticos ocurridos a escalas multi-mileniales, desde la última glaciación hasta el presente. El distrito de los lagos en el Norte de Patagonia (Argentina y Chile) se ha vuelto un sitio clave de América del Sur para el estudio de cambios ambientales y climáticos pasados, ya que posee una gran variedad de bosques y ambientes lacustres, distribuidos a lo largo de un marcado gradiente altitudinal y latitudinal, y controlado por efectos climáticos locales y regionales. Muchos de estos estudios plantean reconstrucciones de cambios climáticos multi-mileniales, (Quinn *et al.*, 1987; Ortlieb y Machare, 1993; Cusminsky y Whatley, 1996; Ariztegui *et al.*, 1997 a y b, 2007; Markgraf y Diaz, 2000; Markgraf *et al.*, 2000; Ortlieb, 2000; Massferro y Brooks, 2002; Hajdas *et al.*, 2003; Gilli *et al.*, 2005; Haberzettl *et al.*, 2005; Massferro *et al.*, 2005 b, 2009, 2014; Villa Martínez y Moreno, 2007; Massferro y Laroque-Tobler, 2013) sin embargo, son pocos los estudios que se ocupan de los cambios ocurridos durante el último milenio (Massferro *et al.*, 2005 a; Rizzo *et al.*, 2007; Daga *et al.*, 2008; Guillizzoni *et al.*, 2009; Ribeiro Guevara *et al.*, 2009).

En las últimas décadas se han publicado investigaciones que utilizan testigos y bioproxies en la Patagonia, tanto en Chile como en Argentina. En el trabajo de Massferro y Brooks (2002) se muestra por primera vez una reconstrucción ambiental en base a quironómidos y polen en el lago Stibnite en Chile, donde se observan modificaciones en las características de la laguna en respuesta a los cambios ambientales durante el Holoceno, como ser cambios en los ensambles de quironómidos, indicando temperaturas menores y un clima más seco al de años anteriores. En otra investigación de Massferro *et al.* (2009) se realizaron estudios de los cambios climáticos en un testigo del Lago Huelmo (Chile), donde encontraron un pico cálido a finales de la última glaciación, seguido de una tendencia fría durante la Reversión Antártica Fría, la cual se intensificó y se mantuvo durante la Reversión Fría Huelmo-Mascardi. Guillizzoni *et al.* (2009) realizaron una reconstrucción paleoambiental y climática en base a la geoquímica, litología, pigmentos y quironómidos extraídos de un testigo de Lago Hess (Argentina), encontrando variaciones en la productividad y régimen de precipitaciones del sistema con cambios en las condiciones tróficas del lago asociadas a cambios en la tasa de erosión y un aumento en la materia orgánica, nutrientes algales y pigmentos a partir del año 1940 AD.

Por otro lado, estudios paleoambientales referentes al último milenio son escasos en nuestro país, razón por la cual este período de tiempo resulta interesante para su estudio. Luckman y Villalba (2001) a partir de datos dendrocronológicos, establecen el alcance y duración de la PEH mostrando con un detalle de décadas, que la magnitud y la duración de

este período y en general de los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario tardío, son variables dependiendo del sitio donde se estudie. Masiokas *et al.* (2010) encontró diferencias en el tiempo de los picos de los avances glaciares durante la PEH en el Glaciar Rio Manso, con lo que remarca la importancia de tener en cuenta el factor local de sitio en los estudios cronológicos de los glaciares. Recientemente, Ariztegui *et al.* (2007) estudiaron el Lago Frías, un lago proglaciar pequeño con sedimentos laminados, en donde del análisis puramente geoquímico y sedimentológico de un testigo corto (120 cm, 1720 AD) observaron una conexión entre eventos climáticos y avances/retrocesos glaciares. En este trabajo se presentan resultados originales sobre la señal de El Niño y la Niña en sedimentos lacustres, y también se hace referencia a la necesidad de estudios multidisciplinarios para corroborar estos resultados.

Massaferro *et al.* (2005 a) extrajeron un testigo del Lago Morenito en el que observaron que las máximas abundancias de quironómidos se encontraban en el intervalo donde la MO era mayor. Por otro lado, encontraron una relación positiva entre la abundancia relativa de *Chironomus* y el estado trófico del lago. Guilizzoni *et al.* (2009), mediante análisis geoquímicos, litológicos, de pigmentos y de quironómidos de un testigo tomado de la Laguna Hess, observaron tres intervalos evidentes a lo largo del testigo: previo al año 1800 AD la laguna presentaba niveles de agua bajos con escasas precipitaciones; entre 1800 y 1940 AD mostraba condiciones intermedias, con bajas temperaturas y baja productividad; y finalmente, en los últimos 50 años, observaron un descenso en las precipitaciones, con un incremento en la temperatura, los nutrientes y las concentraciones de sulfuros, una disminución del nivel del lago y posiblemente un aumento en la productividad.

2.4. Quironómidos y Vulcanismo

Los estudios tefroestratigráficos y tefrocronológicos han sido una importante fuente de información para reconstruir la ocurrencia de eventos volcánicos y han sido de gran utilidad para datar eventos sísmicos y remoción en masa (estratigrafía de eventos) en lagos de la región (Chapron *et al.*, 2006; Villarosa *et al.*, 2006; Villarosa, 2008). Numerosos estudios han demostrado que las erupciones volcánicas explosivas pueden tener impactos significativos en los ecosistemas (Hickman y Reasoner, 1994; Eastwood *et al.*, 2002) y ocasionar cambios en los ensambles de los organismos que viven en los ambientes acuáticos (Araneda *et al.*, 2007), produciendo un aporte significativo de material piroclástico a la atmósfera y alterando las condiciones ambientales, tanto bióticas como abióticas. Estos episodios producen disturbios en tanto en los sistemas acuáticos como en los terrestres, modificando las tasas de

sedimentación, aportes de nutrientes, modificando la penetración (incidencia) de luz, propiedades fisicoquímicas, de la limnobiota y afectando las plantas, entre otros impactos (Wolinski *et al.*, 2015; Modenutti *et al.*, 2015).

Algunas de las erupciones volcánicas más importantes que afectaron las zonas de estudio en tiempos históricos fueron: el Cordón Caulle (Complejo Volcánico Cordón Caulle-Puyehue; 1922, 1960/61, 2011 AD; Villarosa *et al.*, 2006; Singer *et al.*, 2008) y Calbuco (1893 to 1895 AD; Petit-Breuilh Sepulveda, 1995, 2004; Villarosa *et al.*, 2009) que afectaron la cuenca del Lago Nahuel Huapi (LNH) y especialmente al Brazo Blest; y la erupción de Chaitén en 2008 la cual afectó a la zona de Esquel y Parque Nacional Los Alerces. A ellos se suman otros sistemas volcánicos que afectaron estas regiones con actividad reconocida durante el Holoceno (Osorno, Corcovado, Michinmahuida y otros; Naranjo y Stern, 2004; Villarosa, 2008). Las tefras podrían afectar a las comunidades de quironómidos de forma mecánica, diluyendo la matriz orgánica, impidiendo la penetración de la luz solar y dejando sin alimento o movilidad a algunos taxones, lo cual ha sido observado para otra fauna por Modenutti *et al.* (2013). Sin embargo, existen otros factores menores de los que depende que ciertos taxones se vean afectados y otros no, como el tamaño de partícula de la ceniza, el tiempo de depositación (si es repentina o lentamente), la velocidad de los vientos (a mayor velocidad mayor es la distancia de dispersión), la duración de la erupción (influye en la cantidad de ceniza emitida y en el tiempo que afecta a la flora y fauna), por lo que las respuestas de los ensambles pueden variar entre aumentar su diversidad, no verse afectada, disminuir o hasta incluso desaparecer. La presencia de quironómidos en las tefras podría deberse a la percolación existente entre los espacios entre las tefras, mayores a 1 cm de diámetro, por lo cual se deduce que las condiciones encontradas en las tefras podría interpretarse como las condiciones prevalecientes luego de la caída de la misma (Urrutia *et al.*, 2007). A pesar de la frecuente actividad volcánica en la zona y su potencial para realizar reconstrucciones climáticas/ambientales, existen muy pocos estudios utilizando análisis con multiproxy, que relacionen las actividades volcánicas explosivas y sus efectos en el ambiente (Ariztegui *et al.*, 1997; Guilizzoni *et al.*, 2009; Iglesias *et al.*, 2014). La mayoría de los estudios existentes en Patagonia están enfocados solamente en un bioproxy, y solo unos pocos de estos estudios examinan el impacto de las erupciones volcánicas en la biota de los cuerpos de agua (Massaferro *et al.*, 2005 a; Araneda *et al.*, 2007; Modenutti *et al.*, 2013; Wolinski *et al.*, 2013).

Araneda *et al.* (2007) analizaron los efectos de la caída de tefras sobre quironómidos y diatomeas en el Lago Galletué (Chile), encontrando un aumento de *Parakiefferiella* y la disminución de *Ablabesmyia* dentro del estrato de tefra. La razón por la cual se encuentran

cápsulas cefálicas dentro de la tefra podría ser la percolación de las mismas entre los espacios intersticiales de la tefra. Este tipo de estudios es de gran importancia ya que la introducción de una tefra al sistema lacustre alteraría temporalmente los nutrientes y el balance iónico de la columna de agua (Massaferro *et al.*, 2013), a pesar de que muchas veces no se deposita tefra suficiente para generar cambios en el ciclo de los nutrientes (Telford *et al.*, 2004 a). En relación a quironómidos y tefras, Massaferro y Corley (1998) estudiaron la posible relación entre las tefras y los quironómidos en el Lago Maseardi concluyendo que las reducciones en la diversidad y equitatividad encontrada estarían relacionadas con la variabilidad natural, mayormente pulsos de cenizas volcánicas y eventos climáticos.

CAPÍTULO 3

ÁREA DE ESTUDIO MATERIALES Y MÉTODOS



3.1. ÁREA DE ESTUDIO

Los sitios seleccionados se encuentran entre los $42^{\circ} 59' - 41^{\circ} 01' S$ y los $71^{\circ} 31' - 71^{\circ} 50' O$ (Fig. 3.1), y fueron elegidos por diversas razones:

(1) Las zonas registran numerosos eventos de caída de cenizas volcánicas, generadas en mayormente por el Complejo Volcánico Cordón Caulle-Puyehue, Volcán Calbuco (S.C. de Bariloche-Parque Nacional Nahuel Huapi) y por el Volcán Chaitén (Esquel-Parque Nacional Los Alerces).

(2) La Zeta, Terraplén y El Trébol, presentan baja influencia humana, por lo cual las variaciones encontradas en los sedimentos son consideradas de origen natural.

(3) La Zeta, Terraplén y El Trébol, son lagos similares en tamaño, profundidad, con cuencas relativamente planas y sin afluentes importantes, de manera que son comparables y permiten evitar que las señales registradas en los sedimentos lacustres puedan corresponder a procesos no relacionados con cambios en el clima, y/o a procesos volcánicos.

(4) Brazo Blest, se encuentra influenciado por el glaciar del Monte Tronador, provocando variaciones significativas en el régimen de este glaciar. Mayores detalles en el capítulo 8.

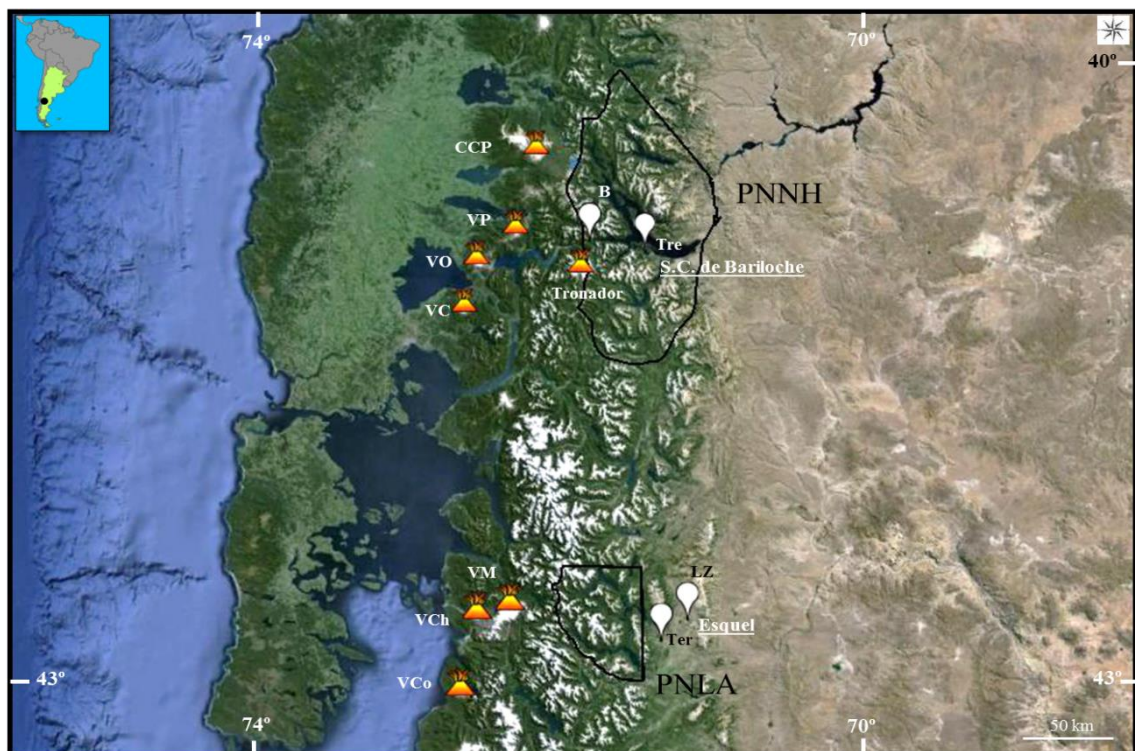


Figura 3.1: Sitios de muestreo en S. C. de Bariloche (B: Brazo Blest; Tre: El Trébol) y Esquel (LZ: La Zeta; Ter: Terraplén).

Delimitado con líneas los Parques Nacionales cercanos a los sitios de Estudio. PNNH: Parque Nacional Nahuel Huapi. PNLA: Parque Nacional Los Alerces. Marcas blancas muestran los sitios de extracción de muestras. Volcanes de influencia en la zona: Complejo Cordón Caulle-Puyehue (CCP), Volcán Puntiagudo (VP), Volcán Osorno (VO), Volcán Calbuco (VC), Volcán Michimahuida (VM), Volcán Chaitén (VCh), Volcán Corcovado (VCo). Imagen tomada del Google Earth.

Como estrategia para identificar y discriminar los efectos ambientales de las cenizas de las señales climáticas regionales, se decidió trabajar en dos zonas alejadas entre sí, pero que se encuentran bajo un régimen climático similar durante el período analizado (últimos 1000 años). Así se eligieron ambientes específicos del Parque Nacional Nahuel Huapi y lagos aledaños al Parque Nacional Los Alerces (latitud 41° y 43°S respectivamente). Los lagos fueron seleccionados principalmente, debido al hecho de presentar en sus registros sedimentarios eventos volcánicos (Chaitén, Cordón Caulle-Puyehue, Calbuco, Osorno). Así mismo se tuvieron en cuenta las características de la cubeta expresadas anteriormente para garantizar dos aspectos fundamentales: la integridad, continuidad y representatividad del paquete sedimentario muestreado y la comprensión del contexto geológico, geomorfológico e hidrológico, de manera de interpretar acabadamente las señales contenidas en dichos registros.

La bahía de Puerto Blest se seleccionó debido a su especial situación respecto al aporte continuo de sedimentos provenientes del glaciar Tronador y río Frías y de otras dos cuencas más pequeñas cuyo desenglazamiento ocurrió tempranamente a fines del Pleistoceno. De esta forma es posible evaluar señales climáticas y paleoambientales de escala regional. Los lagos restantes (Trébol, La Zeta y Terraplén) fueron elegidos por mostrar dimensiones pequeñas y profundidades de agua relativamente someras para facilitar el muestreo, pero al mismo tiempo, suficientemente profundas para que el efecto del viento no haya producido olas capaces de erosionar o disturbar los sedimentos de fondo. Además se buscó que sus cuencas hidrográficas no presentaran arroyos que ingresen o egresen, así se garantizó en estos casos que las señales registradas representaran lo mejor posible las condiciones locales, dentro del contexto climático regional.

Los sitios Laguna La Zeta y Laguna Terraplén, se encuentran entre los 43° 1' - 42° 51' S y los 71° 33' - 71° 14' O, entre la ciudad de Esquel y el Parque Nacional Los Alerces (Tabla 3.1). Dicha zona presenta un clima templado-frío con escasas precipitaciones, promediando los 560 mm anuales, con variaciones entre 800 y 3000 mm (Cordon *et al.*, 1993). La temperatura media anual es de 9°C (Cordon *et al.*, 1993). El verano es seco y suave con una temperatura promedio de 17 °C, variando entre los 3 y los 32 °C. Durante el invierno es la época donde se producen las mayores precipitaciones y con temperaturas muy bajas, variando entre los -10 y los 15 °C, con un promedio de 2,5 °C, dando como resultado nevadas. La primavera y el otoño son estaciones frescas y con grandes variaciones incluso durante el mismo día. El inicio de ambas estaciones intermedias se caracteriza por la presencia de vientos fuertes y constantes provenientes del oeste (Araqué, 2015). Ambas lagunas se encuentran en el ecotono selva valdiviana-estepa Patagónica, donde predominan los bosques fríos y húmedos, con la distinción de coníferas gigantes y milenarias como *Fitzroya*

cupressoides (Alerce o Lahuan), y otras especies arbóreas como *Nothofagus dombeyi* (Coihue), *Luma apiculata* (Arrayán) y especies caducifolias, así como también pastos verdes y tiernos, fagáceas, *Festuca gracillima* (Coirón), *Mulinum spinosum* (Neneo), *Berberis microphylla* (Calafate) y otros arbustos espinosos. En esta región, ubicada dentro de la Zona Volcánica Sur (ZVS) entre los paralelos 42° y 45°, a ambos lados de la Cordillera de los Andes (Fig. 3.2; capítulo 4), se encontró evidencia de 11 erupciones volcánicas provenientes de los volcanes Chaitén (1), Michinmahuida (2), Corcovado (3), Yanteles (1), Melimoyu (2), Menlotat (1) y Macá (1).

Esta zona ha sido poco estudiada desde el punto de vista paleoambiental y climático. Los trabajos en los que se han realizado reconstrucciones ambientales se utilizan, principalmente, el polen y carbón vegetal. Iglesias y Whitlock (2014) estudiaron la litología, polen y carbón vegetal de testigos de la Laguna La Zeta y Theobal para realizar reconstrucciones de los fuegos de la zona en respuesta a los cambios climáticos postglaciales y el impacto humano. Iglesias *et al.* (2014) realizó reconstrucciones de la vegetación y los fuegos durante el Holoceno a partir de polen y carbón vegetal extraídos de un testigo de la Laguna La Zeta.

Tabla 3.1: Datos de las lagunas en estudio. La Zeta (Z11), Terraplén (Ter13). m s.n.m.: metros sobre el nivel del mar. Fig. 3.3.

Sitio	Latitud	Longitud	m s.n.m.	Distancia a los volcanes (km)			
				Calbuco	Chaitén	Osorno	Caulle-Puyehue
Z11	42°56' 21.95"	71°20' 57.68	769	202	89	221	263
Ter13	42°58' 59.02"	71°30' 56.58	599	204	78	223	270

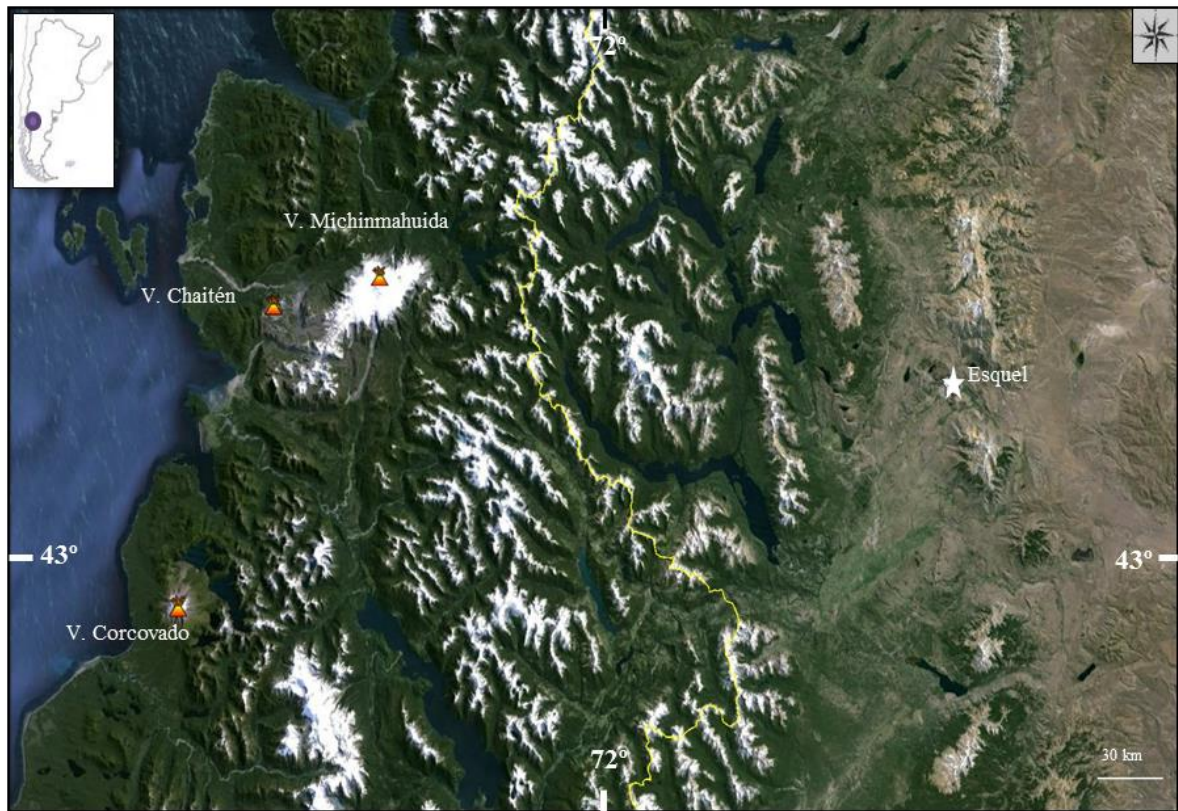


Figura 3.2: Ciudad de Esquel y volcanes cercanos. Imagen tomada del Google Earth.

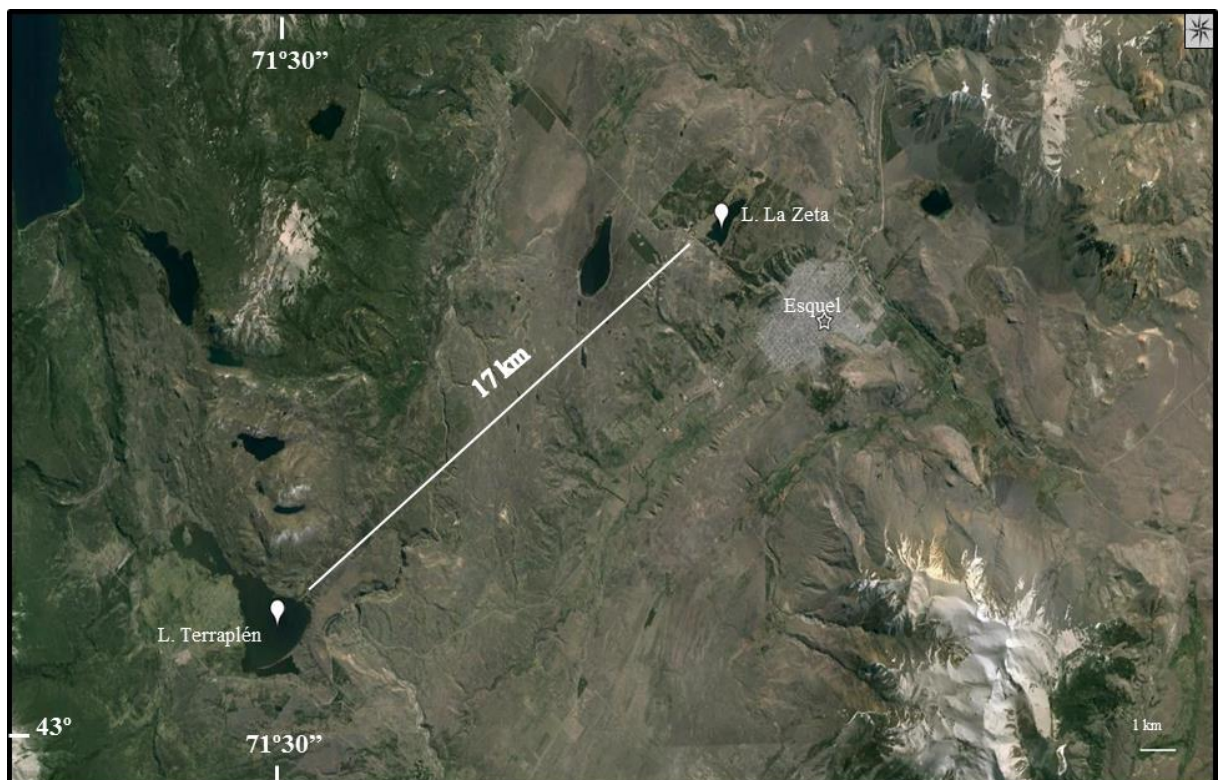


Figura 3.3: Ciudad de Esquel y las lagunas bajo estudio. Laguna La Zeta y Terraplén. Distancia entre ambas lagunas: 17 km.
Imagen tomada del Google Earth.

Los sitios laguna El Trébol y Brazo Blest, se encuentran entre los 41° 08' - 40° 58' S y los 71° 26' - 71° 50' O (Fig. 3.4 y 3.5; Tabla 3.2), ambos dentro del Parque Nacional Nahuel Huapi (PNNH). Dicho parque se creó en el año 1903 (aunque la ley de su creación se sancionó en el año 1934) y abarca 717.261 hectáreas comprendidas en el sector norte de los Andes Patagónicos, y sus precipitaciones varían entre 700 mm y 3400 mm anuales (Ezcurra y Brion, 2005).

EL PNNH presenta un relieve montañoso con bosques húmedos, cuencas lacustres, valles y geoformas erosivas originarias de glaciales (Mermoz *et al.*, 2009). Los suelos son derivados de cenizas volcánicas, arenosos, ácidos y ricos en materia orgánica (Koutche, 1942). Su clima es templado-frío, con una marcada estacionalidad y gran variabilidad de precipitaciones y temperaturas en un mismo día. Los inviernos son húmedos, con nevadas frecuentes y una temperatura media que varía entre los 2 y 4 °C, pudiendo alcanzar temperaturas de hasta -18 °C. Los veranos son secos y suaves, con temperaturas medias de entre 14 y 16 °C, pudiendo alcanzar temperaturas de hasta 35 °C. Los vientos predominantes provienen del Oeste-Noroeste (Mermoz *et al.*, 2009), y presenta un gradiente de precipitación originado por las nubes provenientes del océano Pacífico, las cuales descargan sus aguas en la zona cordillerana (3000 mm anuales) y van disminuyendo hacia el este, donde la zona esteparia presenta precipitaciones de unos 500 mm anuales (New *et al.*, 2002).

Dicho gradiente, sumado a la topografía del lugar, determina cuatro tipos de ambientes: altoandino/selva valdiviana, bosque andino patagónico, bosque húmedo y estepa patagónica. Esta transición entre la estepa patagónica y la selva valdiviana genera una gran diversidad en cuanto a la vegetación presente. Algunas de las especies nativas encontradas en esta región son: *Fitzroya cupressoides* (Alerce), *Drimys winteri* (Canelo), *Lomatia hirsuta* (Radal), *Nothofagus alpina* (Raulí), *Nothofagus dombeyi* (Coihue), *Nothofagus betuloides* (Coihue de Magallanes), *Nothofagus antarctica* (Ñire), *Nothofagus pumilio* (Lenga), *Nothofagus obliqua* (Roble Pellín), *Chusquea culeou* (Caña Colihue), *Maytenus boaria* (Maitén), *Austrocedrus chilensis* (Ciprés), *Luma apiculata* (Arrayán), *Embothrium coccineum* (Notro), *Araucaria araucana* (Araucaria), *Alstroemeria aurea* (Amancay), *Fuchsia magellanica* (Chilco), entre otros (Mermoz *et al.*, 2009).

Esta región se ve influenciada por los volcanes de la Zona Volcánica Sur (ZVAS) (Stern, 2004), que posee numerosos volcanes activos cuyas erupciones explosivas producen cenizas que son transportadas hacia el este, ingresando a la Argentina, por los vientos predominantes del Oeste. En particular los volcanes de mayor influencia sobre esta zona son: Osorno, Calbuco y sobre todo Cordón Caulle-Puyehue.

Tabla 3.2: Datos de los sitios bajo estudio. Laguna El Trébol (Tr13) y Bahía Brazo Blest (B11). m.s.n.m.: metros sobre el nivel del mar.

Sitio	Latitud	Longitud	m.s.n.m.	Distancia a los volcanes (km)			
				Calbuco	Chaitén	Osorno	Caulle-Puyehue
Tr13	41°04' 14.38"	71°29' 33.54"	789	98	205	85	75
B11	41° 01' 27.80"	71° 49' 13.86"	772	74	205	58	55



Figura 3.4: Ciudad de San Carlos de Bariloche y volcanes cercanos. Imagen tomada del Google Earth.



Figura 3.5: Ciudad de S.C. de Bariloche y los sitios bajo estudio. Laguna El Trébol y Bahía Brazo Blest. Distancia entre ambas lagunas: 28 km. Imagen tomada del Google Earth.

El primer aspecto que se abordó fue analizar la morfología de la cubeta, profundidad de agua y las características básicas de la cuenca de drenaje (ver *Estudios Batimétricos* a continuación). La evaluación de los condicionantes geológicos que permiten interpretar las señales registradas en los sedimentos colectados se realizó estudiando la geología del entorno (Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche; Giacosa y Heredia, 2001), evaluando la geomorfología del entorno de cada lago o sitio y analizando sus cuencas hidrográficas mediante información satelital y modelos de terreno disponibles en Google Earth y corroboraciones de campo.

3.2. MATERIALES Y MÉTODOS

3.2.1. Metodología de Campo.

3.2.1.1. Estudios batimétricos.

Para estudiar las características morfológicas de la cubeta, su entorno y profundidad, se realizaron relevamientos batimétricos expeditivos con ecosonda bifrecuencia portátil con GPS (Garmin – GPS map 420s). A partir de estas batimetrías se elaboraron mapas batimétricos básicos que permitieron comprender la morfología y estimar las características básicas del relleno sedimentario para así reconocer los sectores más apropiados para el muestreo. Así se determinó el sector más profundo y plano de la cubeta, alejado de sectores de costa con pendientes o afloramientos rocosos que pudieran originar deslizamientos o caídas de rocas que modifiquen la tasa de sedimentación.

3.2.1.2. Extracción de testigos.

Una vez seleccionados los sitios de muestreo se procedió a la extracción de los testigos sedimentarios, los cuales se obtuvieron de la parte más profunda de la cubeta, desde un bote neumático, operado por 2 personas y una en tierra de apoyo. Para este procedimiento se utilizó un muestreador de gravedad con sistema de percusión (Uwitec Sampling Equipments) y un Hammer Corer (Aquatic Instruments) ambos con el mismo sistema de funcionamiento (Fig. 3.6). Ambos muestreadores posibilitaron la extracción de testigos de hasta 1 m de longitud, los cuales fueron submuestreados para la realización de dataciones y distintos análisis (quironómidos, tefras, materia orgánica). Los sedimentos obtenidos cubren el registro de episodios climáticos/ambientales históricos, hasta aproximadamente 1000 años AD.



Figura 3.6: Foto de muestreadores de gravedad con sistema de percusión. Uwitec (izquierda), Hammer Corer (derecha).

3.2.2. Metodología de Laboratorio

3.2.2.1. Submuestreo

Los testigos fueron trasladados al laboratorio donde se procedió a su apertura longitudinal y submuestreo. El testigo B11 se submuestreó cada 1 cm los primeros 20 cm y luego cada 2 cm hasta la base del mismo, el submuestreo cada 1 cm permite tener una mayor precisión en los últimos años, ya que luego de esta profundidad la baja tasa de sedimentación, sumado a la compactación de los sedimentos, generaría una mayor dificultad al momento de analizar los quironómidos. Con el fin de corroborar las dataciones obtenidas se utilizaron las tefras como marcadores independientes. Los testigos restantes se submuestrearon cada 1 centímetro con el fin de obtener mayor resolución. Para las muestras de quironómidos encontradas en el testigo de La Zeta (Z11) se observaron todos los niveles hasta la base del testigo (44 cm); para las muestras pertenecientes a los testigos de las lagunas Terraplén (Ter13) y El Trébol (Tre13) se observaron todos los niveles hasta los 40 cm y de ahí en adelante se analizó centímetro por medio (los centímetros pares) hasta los 60 cm, de modo de cubrir la ventana temporal propuesta. En el caso de estos últimos dos testigos se observaron y enumeraron todas las tefras presentes en los mismos. Para este trabajo, se utilizaron las tefras presentes hasta los 60 cm. Por otro lado, se tomó una fracción de cada centímetro de todos los testigos para el análisis de materia orgánica.

3.2.2.2. Análisis Sedimentológicos

Se tomaron imágenes radiográficas digitales de los testigos de Z11, Ter13 y Tre13. Las placas radiográficas se utilizan para identificar niveles de tefra y sedimentos densos con bajo contenido orgánico, así como algunas características de la estructura sedimentaria. Con el mismo fin, al testigo B11 se le analizó la susceptibilidad magnética (SM). La SM indica el grado de magnetización de un material en respuesta a la aplicación de un campo magnético, es una constante de proporción adimensional. Este método es excelente para identificar cambios en los sedimentos como ser tefras o cambios en la abundancia y composición de minerales. La misma se midió con un Magnetic Susceptibility Meter Bartington MS2 en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires.

Una vez abiertos los testigos fueron descriptos sedimentológicamente empleando la escala de colores Munsell de la GSA (Rock color Chart, Geological Society of America) y finalmente se tomaron las muestras de sedimento necesarias para realizar los distintos análisis. Las muestras se analizaron para determinar tamaño de grano mediante el tamizado.

3.2.2.3. Marco Cronológico y Dataciones (^{210}Pb – ^{14}C)

Las cronologías se elaboraron a partir de dataciones con ^{210}Pb y ^{14}C de muestras extraídas de los testigos. El testigo B11 se dató con ^{210}Pb (My Core Laboratory, Canadá) y los testigos restantes se dataron con ^{14}C (espectrofotometría de masas con aceleradores o AMS por sus siglas en inglés: *accelerator mass spectrophotometer*) en los laboratorios Beta Analytic y en el Center for Accelerator Mass Spectrometry (CAMS), Lawrence Livermore National Laboratory, USA, a partir de material orgánico proveniente de macrofósiles o materia orgánica total, preferentemente colectadas por debajo de cada nivel de tefra.

Con las dataciones obtenidas en el laboratorio (^{14}C o ^{210}Pb) se obtuvieron modelos de edades para todos los sitios estudiados. Para este cálculo, existen diferentes algoritmos que utilizan las edades medidas en el laboratorio para generar curvas edad-profundidad mediante puntos estimados a través de estas edades. Estos modelos edad-profundidad pueden estar basados en interpolaciones lineales, regresiones lineales o polinomiales, splines cúbicos, lisas o ponderados. Para cada datación, la probabilidad de muestreo de 1 año calendario está dada por su probabilidad de calibración. En el caso del testigo extraído de la laguna El Trébol, solo se pudo obtener una datación con ^{14}C , sin embargo, al ser un testigo utilizado en estudios tefrocronológicos, se utilizaron fechas conocidas de erupciones pasadas encontradas y datadas en dichos estudios, las cuales se las correlacionó con las tefras encontradas en el testigo de El

Trébol, mediante observación bajo lupa y ubicación. Todo esto se realizó luego de corroborar que no existan hiatos o cambios marcados en la sedimentología del testigo.

En el caso de las dataciones ^{210}Pb se realizaron perfiles de actividad específica determinada mediante espectrometría de rayos gamma de alta resolución. Para estas dataciones de ^{210}Pb se utilizó el modelo de la tasa de sedimentación (Constant Rate of Supply: CRS; Joshi y Shukla, 1991; Robbins y Herche, 1993; Arnaud *et al.*, 2006; Ribeiro Guevara *et al.*, 2003; Massafferro *et al.*, 2016), cuya corrección del error de fechas antiguas (Binford, 1990) se realizó mediante una extrapolación logarítmica de las mediciones para realizar una integración a una profundidad infinita. Para corroborar y obtener mayor confiabilidad en el modelo cronológico se utilizó el marco tefrocronológico disponible para el último milenio (Petit-Breuilh Sepúlveda, 1995). Ya que algunas de las erupciones más importantes en la zona fueron las del Calbuco y la del Cordón Caulle (1893 hasta 1895 AD y 1960 AD respectivamente, Petit-Breuilh Sepúlveda, 1995; Villarosa *et al.*, 2009), la presencia de capas de tefras de características petrográficas fácilmente distinguibles en la secuencia sedimentaria, provee de dataciones absolutas útiles para corroborar el modelo.

Las dataciones radiocarbónicas son especialmente útiles, en este caso, para la porción de la secuencia de edades superiores a los 150-200 años, donde las dataciones de ^{210}Pb no son confiables. A partir de ellas se elaboraron modelos cronológicos calibrados basados en métodos bayesianos. Los modelos fueron corroborados correlacionando los registros con los datos tefrocronológicos existentes y con dataciones radiocarbónicas tradicionales confiables de niveles de superficie, como restos de carbón incluidos en o inmediatamente subyacentes al banco de tefra, que suelen encontrarse en ambientes boscosos y que son originados por incendios volcánicos relacionados con la erupción o por carbonización de madera cubierta por el material piroclástico.

El modelo cronológico se realizó con el paquete R Bacon 2.2 (Blaauw y Christen, 2011), el cual realiza modelados de edades utilizando estadística Bayesiana para reconstruir la acumulación histórica de los depósitos, combinando dataciones radiocarbónicas y fechas conocidas. Mediante modelados de distribución con un t-student se estiman la tasa de acumulación, teniendo en cuenta los niveles de tefras encontrados, asumiendo que la tasa de sedimentación es lineal entre cada punto datado y que los cambios en la tasa de sedimentación se dan justo en el punto datado. El modelo de edades se calcula mediante la división del testigo en numerosas secciones verticales y millones de iteraciones de Markov Chain Monte Carlo (MCMC) se estiman las tasas de sedimentación en años/cm para cada sección, combinado con una fecha inicial para la primera sección. Trabaja con el supuesto de que los depósitos se acumulan siempre hacia adelante, no se pueden acumular atrás en el tiempo,

utilizando una curva con una distribución gama, muy similar a la distribución normal/gausiana, asimétrica y siempre es positiva.

Para la calibración de edades radiocarbónicas se utilizaron curvas de calibración existentes adecuadas para el rango cronológico a explorar. Existen curvas de calibración para ambientes marinos y para ambientes subaéreos; para estos últimos se ha demostrado que existen variaciones, entre el hemisferio norte y sur, en cuanto a los contenidos isotópicos del CO₂ atmosférico, por lo que existen curvas para cada uno. Sin embargo estas curvas no cubren el mismo rango cronológico; la del hemisferio norte supera los 20.000 años radiocarbónicos y la del hemisferio sur solo alcanza los 10.500 años aproximadamente. Para la calibración de las edades se utilizó la curva para el hemisferio sur SHCal13 (Hogg *et al.*, 2013). Se realizaron los análisis para los intervalos de confianza de 1 sigma (68 %) y 2 sigmas (95 %), sin embargo, para este estudio, se trabajó con el intervalo de confianza de 1 sigma, ya que sus intervalos de confianza son más estrechos y por lo tanto dan un rango de edades más acotado (Telford *et al.*, 2004 b).

3.2.2.4. Análisis de tefras

Para la realización de los preparados e identificación de las tefras se siguieron los protocolos estándares aceptados por la Comunidad Tefrocronológica Internacional (INQUA Sub-Comission for Tephrochronology & Volcanism: SCOTAV; Hunt y Hill, 1993; Turney *et al.*, 2004). Las tefras fueron lavadas con agua corriente y tamizadas (mallas #230 equivalente a 63 micrones), se las trató con ultrasonido (ULTRASONIK 28x Ney) para desprender la materia orgánica adherida, se decantó y se eliminó el flotante, repetidamente hasta eliminar la MO (dependiendo de la cantidad de material adherido); luego de sucesivos lavados con agua corriente se les realizó un último lavado con agua destilada para eliminar restos de los posibles elementos encontrados en el agua corriente, finalmente se secó en horno (Dalvo). Una vez seca la muestra se la observó bajo lupa binocular (Leica S8APO, 10-80x), de modo de determinar los distintos componentes, colores y tipos de vitroclastos que componen las tefras, y así poder identificar los minerales más abundantes, de manera de poder establecer correlaciones entre niveles de tefras de diferentes sitios y su posible asociación con los volcanes de la región, en función a la bibliografía existente para la región.

3.2.2.5. Materia Orgánica (MO)

La pérdida de materia orgánica por ignición (o según sus siglas en inglés: *LOI: loss-on ignition*) es una metodología utilizada comúnmente para estimar el contenido de MO y carbonatos en los sedimentos (Dean, 1974; Bengtsson y Enell, 1986). Se realizan dos tipos de igniciones a distintas temperaturas. En la primera ignición (550 °C), se oxida la MO, liberando CO₂ y cenizas. El contenido de MO se calcula comparando el peso de una muestra antes y después de que el sedimento ha sido incinerado.

El método consiste en pesar 1 gramo de muestra, colocarla en un horno (Dalvo) a 60 °C por 24 hrs, transcurrido dicho tiempo se pesa y se coloca en una mufla (O.R.L. Hornos Electricos S.A., modelo ORL IV/T) a 550 °C por 4 hrs y se lo pesa nuevamente (Fig.3.7).

$$LOI_{550} = \frac{\text{peso a } 60^{\circ}\text{C} - \text{peso a } 550^{\circ}\text{C}}{\text{peso a } 60^{\circ}\text{C}} * 100 \qquad \%MO = \frac{\text{peso a } 550^{\circ}\text{C}}{\text{peso a } 60^{\circ}\text{C}} * 100$$

Las variaciones en el contenido de materia orgánica de los sedimentos se representaron gráficamente para cada uno de los sitios a lo largo de los testigos. Dean (1974) muestra una fuerte correlación entre LOI (550 °C) y el carbono orgánico (carbono orgánico total) y Heiri *et al.* (2001) muestra que este método es útil para correlacionar testigos sedimentarios, pudiendo identificar en los mismos sectores con baja materia orgánica por la presencia de tefra, aporte de material inorgánico alóctono o disminución de la materia orgánica entre otros.



Figura 3.7: Análisis de MO (LOI550°). A) Pesado de muestras húmedas. B) Muestra húmeda en el crisol. C) Muestras en horno a 60 °C para la eliminación de agua. D) Muestra seca a 60 °C. E) Incineración de materia orgánica a 550 °C en mufla. F) Muestra extraída de la mufla.

3.2.2.6. Análisis de los Quironómidos

En todos los testigos sedimentarios se analizaron los quironómidos. Las cápsulas cefálicas de los quironómidos fueron tratadas siguiendo los métodos estándares de Brooks *et al.* (2007). Los mismos consisten en deflocular una submuestra sedimentaria (4 gr) en 10 % KOH a 70 °C, esto aclarará el color de las cápsulas cefálicas para una mejor identificación visual de las mismas. Luego se la tamizó en dos fracciones (105 μm and 210 μm) y bajo lupa estereoscópica Lancet y con una placa de Bogorov, se extrajeron las cápsulas cefálicas una a una, para luego ser montadas, con la cara ventral hacia arriba, con Hidromatrix® (Fig. 3.8). Dichas cápsulas fueron identificadas hasta el menor nivel taxonómico posibles bajo un microscopio binocular Zeiss y utilizando guías de determinación y literatura taxonómica disponible (Wiederholm, 1983; Armitage *et al.*, 1995; Rieradevall y Brooks, 2001; Cranston, 1995; Dieffenbacher-Krall *et al.*, 2007; Brooks *et al.*, 2007; Donato *et al.*, 2008; Massaferrero *et al.*, 2013).



Figura 3.8: Preparación sedimentos para quironómidos. A) Pesado de la submuestra (Balanza Prec TH200). B) Defloculado de la submuestra en 10 % KOH a 70 °C (FBR Decalab S.R.L.). C) Extracción de las cápsulas cefálicas utilizando una lupa estereoscópica Lancet, una placa de Bogorov, pinzas finas y luz externa.

3.2.2.7. Análisis Pigmentos fósiles

Solo en el caso de Brazo Blest se analizaron pigmentos fósiles. El análisis se realizó en CNR-ISE (Istituto per lo Studio degli Ecosistemi; Pallanza Verbania, Italia). Los pigmentos fósiles algales se extrajeron de 1 gr de sedimento húmedo utilizando acetona al 90 % y luego centrifugado a 3000 rpm por 10 min. Utilizando mediciones espectrofotométricas y bajo el método de Guilizzoni *et al.* (2011) se obtuvieron los derivados de clorofila (DC) y carotenoides totales (CT). Así mismo se obtuvieron carotenoides algales específicos mediante fase inversa HPLC (Dionex Ulitmate) descrita en Lami *et al.* (2000). Una vez obtenidos estos valores se calculó la tasa CD/CT.

Una forma de medir la biomasa algal (producción primaria) en un cuerpo de agua es a través de la concentración de los pigmentos fósiles en los sedimentos de los lagos (Leavitt,

1993). Esta característica permite utilizarlos para realizar reconstrucciones de los ensambles fitoplanctónicos e inferir la producción primaria total en tiempos pasados (Züllig, 1982; Guilizzoni *et al.*, 1983, 1992). Otro bioproxy utilizado para reconstruir la biomasa algal son los derivados de la clorofila (DC) y los carotenoides totales (CT). En líneas generales altos valores del índice DC/CT indican el ingreso de materia alóctona al sistema (Lami *et al.*, 2000), así como el cambio en la productividad del lago (Bianchi *et al.*, 1999). Más aún, han probado ser excelentes indicadores de las características que regulan la transformación de los pigmentos (ramoneo, anoxia, laminado, luz, etc.), tanto en los sedimentos como en la columna de agua, y por lo tanto son indicadores claves de cambios en la biota y los cambios físicos del lago. Por otro lado, la tasa de absorbancia de pigmentos a 430: 410 nm puede ser utilizada para calcular la calidad de preservación de los pigmentos.

3.3.3. Análisis estadístico

La abundancia relativa de cada taxón se representa como un porcentaje de las abundancias totales de cada submuestra. La riqueza (S) y diversidad (H) de los quironómidos se estimó utilizando el paquete Vegan en R. La riqueza de las larvas hace referencia a el número de morfogénero identificado en una muestra en particular. La diversidad se estimó mediante el índice de Shannon-Wiener: $H' = -\sum (p_i) (\ln p_i)$, donde H' es el índice de diversidad de Shannon-Wiener y p_i es la proporción de todos los individuos en la muestra pertenecientes a la especie i.

Los diagramas estratigráficos fueron realizados con el programa C2 Data Analysis (versión 1.7.2, Copyright© 1991-2011 Steve Juggins; 2003-2011 Universidad de Newcastle) desarrollado por Steve Juggins, las zonaciones (Broken Stick model y Análisis de Agrupamiento o Cluster Analysis, explicados a continuación) y análisis estadísticos (Análisis de Correspondencia sin tendencia, riqueza, diversidad) fueron realizados utilizando los paquetes Rioja y Vegan en R (Bennett, 1996; Birks, 1998; Juggins, 2003; Oksanen *et al.*, 2005).

El Análisis de Correspondencia sin tendencia (o DCA por sus siglas en inglés: *Detrended Correspondence Analysis*) se realizó con el fin de analizar la estructura y tasa de recambio de los taxa a lo largo del perfil (Birks 1998; Langdon *et al.*, 2004). Este análisis, así como el índice de diversidad de Shannon, se realizaron utilizando los paquetes Vegan y Rioja en R (Oksanen *et al.*, 2005). En la curva de DCA se grafican los puntajes de las especies en relación a la profundidad, mostrando sus variaciones o recambio a través del tiempo. Una ventaja de este método estadístico DCA es que los ejes poseen desviación estándar como

unidades, lo cual hace posible una interpretación directa de la dirección temporal del recambio ecológico de las especies.

El modelo Broken Stick ha sido ampliamente aceptado ya que provee una muy buena descripción de la relación entre las especies y la abundancia para ciertas comunidades. El mismo determina el número de grupos significantes encontrados en un análisis de agrupamiento, así como también grafica la comparación de la dispersión de la clasificación jerárquica en forma conjunta con el análisis de agrupamiento.

El análisis de agrupamiento (o en inglés Cluster Analysis) tiene como objetivo crear grupos de objetos similares y distinguirlos de otros objetos diferentes en base a las características medidas. El método más utilizado en geología y otras ciencias es el análisis jerárquico (Romesburg, 1984; Masafferro *et al.*, 2016). De esta manera se distingue un conjunto de grupos, a los que se les puede ir asignando características especiales, observando la similitud o diferencia entre los mismos. Para delimitar los grupos se utilizó el algoritmo de ligamiento de Ward, el cual minimiza la diferencia dentro del grupo y maximiza las diferencias entre los grupos, facilitando la diferenciación de los mismos (Juggins, 2014). Como criterios para realizar el corte de los grupos se consideró una distancia entre nodos mayor a 10 (Juggins, 2014; Laprida *et al.*, 2014). Para dicho análisis se utilizó el paquete *rioja* en el programa R (Juggins, 2014), el cual proporciona *Agrupación Jerárquica Restringida* (*Constrained Hierarchical Clustering*, CONISS; Juggins, 2014; Birks *et al.* 2012).

CAPÍTULO 4

RECONSTRUCCIÓN DE LA OCURRENCIA DE CAÍDAS DE TEFRAS EN LOS ÚLTIMOS CENTENARES DE AÑOS, PATAGONIA NORTE



4.1. INTRODUCCIÓN

La geología de la región Andina de la Patagonia Norte se caracteriza por la predominancia de rasgos producidos por la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Continental Sudamericana (Thomson, 2002; Pardo *et al.*, 2003; Somoza y Ghidella, 2005; Fig. 4.1). Esto genera una gran variación de la litología de la zona, así como una gran variabilidad estructural y de relieve de la región, correspondientes a una importante cuenca sedimentaria desarrollada durante el Cenozoico, la cual sufrió fracturas y deformaciones durante la orogenia andina terciaria. Durante el Pleistoceno una sucesión de episodios de englazamiento, separados por períodos de erosión fluvial, terminaron de conformar el relieve montañoso surcado por grandes valles que presentan rellenos sedimentarios glaciares y fluviales (Villarosa, 2008).



Figura 4.1: Marco tectónico y zonas de volcanismo activo de Sudamérica.

El Cinturón Volcánico de los Andes, se extiende a lo largo de la Cordillera de los Andes (Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia, Chile y Argentina). Dicho cinturón se encuentra fragmentado en cuatro zonas con actividad volcánica en los últimos 10.000 años (Holoceno): Zona Volcánica Norte, Zona Volcánica Central, Zona Volcánica Sur y Zona Volcánica Austral. La Patagonia se encuentra bajo la influencia de la Zona Volcánica Sur (ZVS), la cual

posee al menos 60 volcanes activos o potencialmente activos (Stern, 2004) (Fig. 4.1 y 4.2), con erupciones explosivas y con un gradiente del tamaño de los volcanes y montañas, disminuyendo hacia el sur. Desde tiempos remotos, las erupciones explosivas de dichos volcanes producen cenizas que son transportadas hacia el este por los vientos predominantes del Oeste (*westerlies*), ingresando de esta manera a la Argentina, en donde son depositadas, afectando grandes áreas andinas y extra-andinas de la Patagonia. Los principales volcanes de la ZVS que afectan en gran medida a la Patagonia Norte son: Chaitén, Michinmahuida, Corcovado, (Naranjo y Stern, 2004), Osorno, Calbuco y Puyehue-Cordón Caulle (Villarosa y Outes, 2013).



Figura 4.2: Volcanes activos en la Zona Volcánica Sur de la Cordillera de los Andes. Imagen tomada del Google Earth.

Los volcanes con erupciones históricas registradas en los alrededores de la ciudad de Esquel y el Parque Nacional Los Alerces son los volcanes Michinmahuida, Corcovado y Chaitén. El volcán Michinmahuida ($42^{\circ} 47'57''$ S – $72^{\circ} 26'45''$ O; 2356 msnm) presenta una cubierta de hielo Pleistocena a Holocena, con un complejo estratovolcán/caldera de 14 km. Los productos de las dos erupciones explosivas del Holoceno de este volcán, se reconocen en

el este de la ciudad de Esquel y en las costas del lago Futalafquén, registrándose en 1742 y 1834-1835 AD (Naranjo y Stern, 2004; Lara *et al.*, 2013; Daga *et al.*, 2016). Las tefras son de composición andesítica o dacítica/riolítica. El volcán Chaitén ($42^{\circ}50'12,02''$ S - $72^{\circ}59'16,18''$ O; 962 msnm) se encuentra en la ladera oeste del volcán Michinmahuida, posee una caldera post-glacial de 3 km de diámetro con un domo de lava de tipo obsidiana riolítica, cuyas tefras presentan una composición con zonación, la cual va de pumíceo blanca dacítica y/o riolítica a una escoria máfica oscura, indicando una cámara magmática zonada con magmas silíceos y mafíticos (Naranjo y Stern, 2004; Lara, 2009; Moreno *et al.*, 2014). Existen registros de erupciones en los años 2008, 1988, 1870, 1834, 1766, 1742, 1650 y entre 1625 y 1658 AD (Alfano *et al.*, 2011; Amigo *et al.*, 2013; Lara *et al.*, 2013). Un estudio sobre un testigo del Lago Teo (Chile) realizado por Moreno *et al.* (2015) cubriendo 10.000 años AP, señala 26 tefras, de las cuales 10 pertenecían al Volcán Chaitén (incluyendo su última erupción en el 2008), 10 al Volcán Michinmahuida y 6 que no han sido identificadas (Fig. 3). Esto indicaría que la actividad volcánica de la zona es mayor a la observada por trabajos anteriores, como Naranjo y Stern (2004), quienes propusieron dos eventos del Volcán Chaitén en los últimos 10.000 años.

Los volcanes con erupciones históricas registradas con efectos en la ciudad de San Carlos de Bariloche son el Complejo Volcánico Pueyehue-Cordón Caulle (CVPCC), Calbuco y Osorno. En esta región trabajaron con el análisis de tefras Ariztegui *et al.* (2007), quienes realizaron estudios sedimentológicos en el Lago Frías observando una gran complejidad de forzantes que pudieron tener influencia sobre el enfriamiento correspondiente al momento de la PEH; Villarosa (2008), quien realizó un estudio tefrocronológico; y Villarosa y Outes (2014) quienes trabajaron con la última erupción del CVPCC ($40^{\circ}35'8,97''$ S – $72^{\circ}06'28,36''$ O; 1574 msnm) en el año 2011 (Fig. 4.3). Esta última fue una erupción moderada que emitió productos de composición riolítica (~VEI 4; Silva Parejas *et al.*, 2012) y presentó tanto una fase explosiva como efusiva. Previo a este acontecimiento, el CVPCC, tuvo una erupción de tipo riolítica en el año 1960, posiblemente ocasionada por el terremoto de Mw 9.5 ocurrido en Valdivia ese año (Lara *et al.*, 2004; Daga *et al.*, 2014). Otra gran erupción se observó entre los años 1921 y 1922, en la cual grandes cantidades de ceniza y pómez riolítica fueron transportada hacia Argentina por los vientos del Oeste (Bertrand *et al.*, 2014). El volcán Calbuco ($41^{\circ}19'46,66''$ S – $72^{\circ}36'30,59''$ O; 1282 msnm) presenta una composición andesítica con un registro de 13 erupciones. Su última erupción ocurrió en el año 2015, ocasionando la evacuación de numerosas personas que vivían en las cercanías del cráter. Previo a esta hizo erupción en los años 1996, 1972, 1961, con la formación de avalanchas en su primera erupción y en 1893, donde tuvo lugar una erupción de gran intensidad y tiempo

que ocasionó la destrucción de la parte superior del cono, esto sumado a los lahares calientes y flujos piroclásticos tuvo repercusiones catastróficas en el entorno del mismo, matando el ganado y las plantaciones de los lugareños.

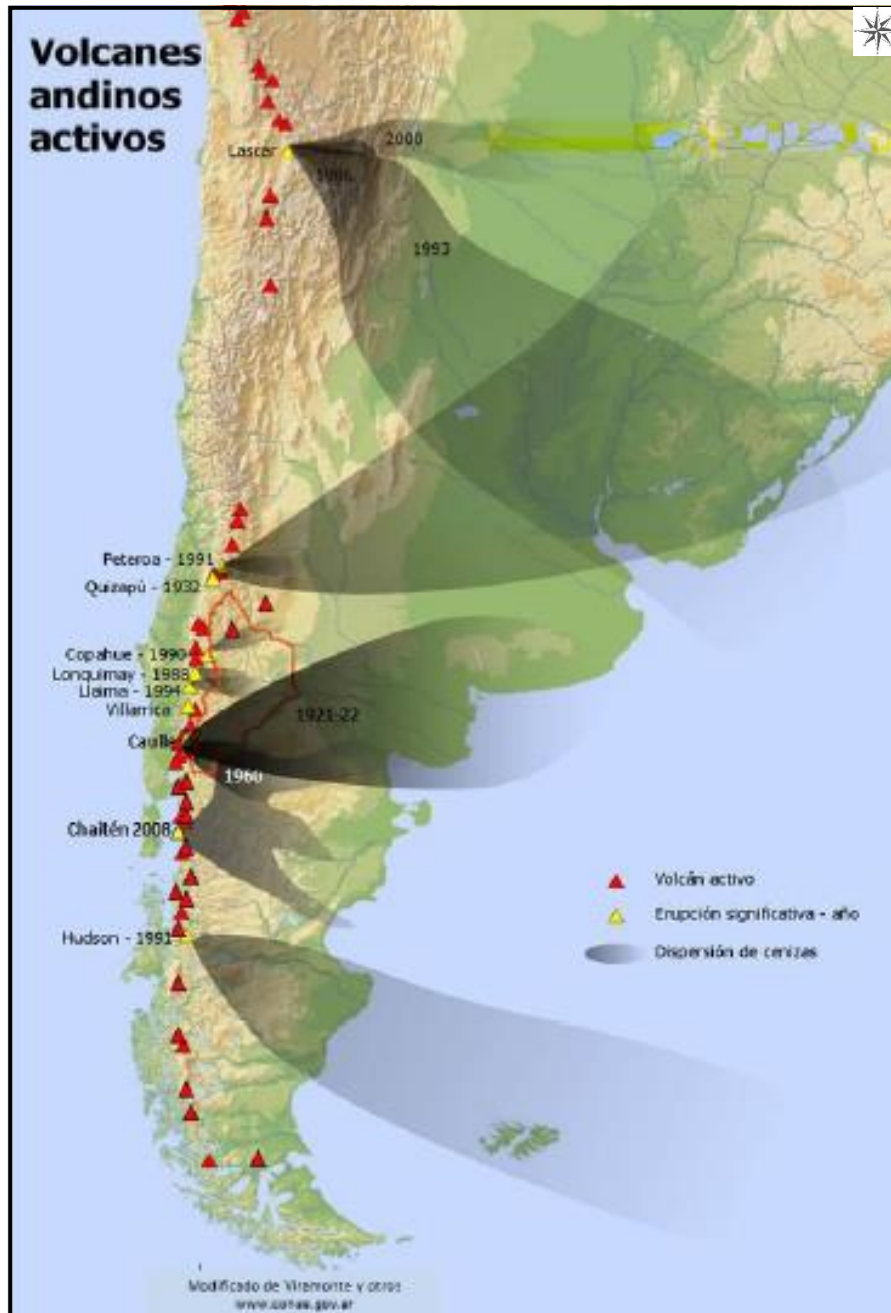


Figura 4.3: Mapa de dispersión de cenizas de las erupciones más relevantes del siglo XX que afectaron a la Argentina. Villarrosa y Outes (2013).

4.2. RESULTADOS

4.2.1. LAGUNA LA ZETA

4.2.1.1. Descripción del Testigo

El testigo se extrajo el 11 de Noviembre del 2011. Se distinguieron macroscópicamente 3 niveles de tefra a los 16,6-17,2 cm (ZT1), 10,7-11,5 cm (ZT2) y 4-1,8 cm (ZT3) (Fig. 4.4).

El testigo está formado por gyttja limosa, desde la base hasta los 17,5 cm, aproximadamente. Presenta una coloración homogénea, negra amarronada (brownish black 5YR 2/1) interrumpida por la presencia de la tefra ZT1 de unos 6 mm de espesor, formada por ceniza fina de color gris oscuro a negra. Por encima continúan 5 cm de gyttja levemente más clara, marrón muy oscuro (5YR 2/2), hasta la base de la tefra ZT2 de unos 8 mm de espesor, de color blanca amarillenta, gruesa, con bajo contenido de matriz clástica y con base y techo neto. Luego continúa gyttja sin cambio de coloración hasta la tefra más joven, ZT3 de unos 4 mm de espesor, conformada por ceniza fina muy bien seleccionada, de color blanco, con una base neta, correspondiente a la erupción del Volcán Chaitén de 2008. Por encima se encuentra muy poco sedimento con características similares a los previos a la ZT3 (Fig. 4.4).

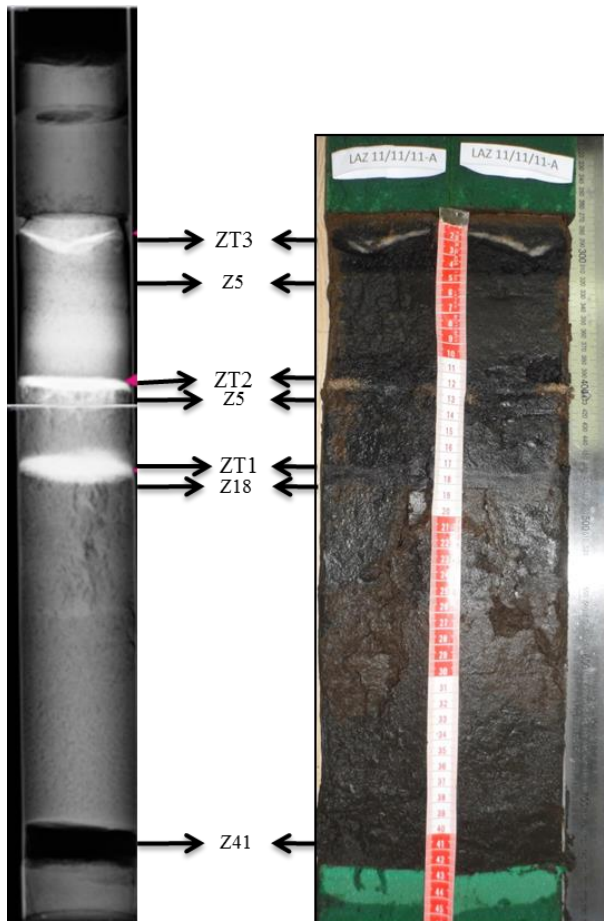


Figura 4.4: Izquierda, radiografía del testigos de la Laguna La Zeta previo a su apertura. Derecha, fotografía del testigo cortado longitudinalmente. Tefras y dataciones indicadas con flechas.

4.1.2. Cronología

La cronología del testigo fue elaborada en base a cuatro dataciones radiocarbónicas AMS determinadas por debajo de los niveles de tefra y en la base del testigo (5; 11,5; 17,5 y 41 cm de profundidad respectivamente), cubriendo un período de 686 años AP (edad calendario calibrada de la base del testigo considerando 1σ ; Fig. 4.5; Tabla 4.1; Tabla con todas las edades calibradas proporcionadas por el programa Bacon en Anexo).

Tabla 4.1: Dataciones radiocarbónicas obtenidas y edades calibradas de la laguna La Zeta. Probabilidades del 1σ (68 %) y 2σ (95 %). ID: identificación de la muestra datada (Z41, Z18, Z12 y Z5) y tefras (ZT3, ZT2 y ZT1). AD: Anno Domini. AP: antes del presente.

ID	cm	Edad ¹⁴ C AP	Error	Edad cal AP 68 %	Edad cal AD 68 %	Edad cal AD* 1σ	Edad cal AP 95 %	Edad cal AD 95 %	Edad cal AD* 2σ
ZT3	1,4-1,8					2008**			2008**
Z5	5	>1950		-0,5-59	1950-1891	1922	-27-99	1977-1851	1917
ZT2	10,7-11,5			293-330	1657-1620	1640	278-350	1672-1600	1640
Z12	12	425	30	355-370	1595-1580	1588	344-379	1606-1571	1588
ZT1	16,6-17,2			409-506	1541-1444	1485	372-537	1578-1413	1484
Z18	18	495	25	418-523	1532-1427	1461	377-546	1573-1404	1461
Z41	41	720	30	648-730	1302-1220	1264	592-815	1358-1135	1264

* Edad calibrada por el modelo en Anno Domini en base a la mediana. **Edad conocida

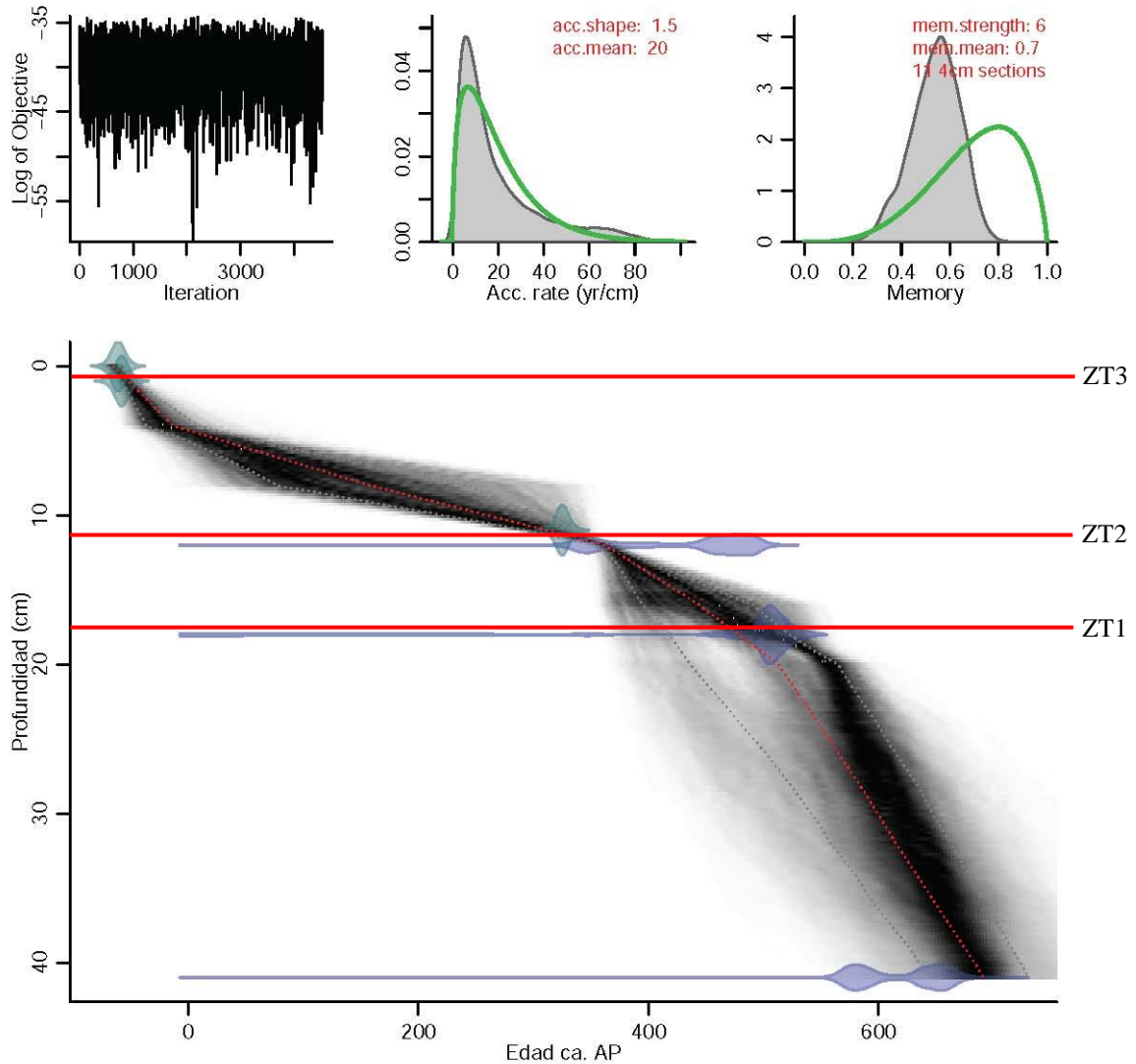


Figura 4.5: Salida del programa Bacon en R para las dataciones del testigo de la Laguna La Zeta. Gráficos superiores muestran, a la izquierda: las iteraciones de Markov Chain Monte Carlo (MCMC) distribución estacionaria con poca estructura entre iteraciones cercanas; grafico central: tasa de acumulación previa, distribución gama, asimétrica y siempre positiva (curva verde), y la posterior (histograma gris); gráfico derecho: memoria o autocorrelación. Grafico Inferior: muestra las edades calibradas de ^{14}C (líneas azules), modelo edad-profundidad (gris oscuro, indicando las edades calendario más probables; punteado gris muestra el intervalo de confianza de 1σ , 68 %, y negro el intervalo de confianza para 2σ , 95%); curva roja indica el mejor modelo basado en las edades medias ponderadas para cada profundidad. Curva de calibración para el Hemisferio Sur (SHCal13), con millones de iteraciones de MCMC. Edades calibradas años AP Antes del Presente. Líneas rojas horizontales marcan las tefras

4.1.3. Reconstrucción de eventos volcánicos

La tefra ZT1 (ca. 1485 AD) de 6 mm de espesor es una ceniza muy fina de color gris oscuro a negro; la tefra ZT2 (ca. 1640 AD) está compuesta por 8 mm de ceniza gruesa de color blanco amarillento de base y techo netos, y por último, la tefra ZT3 pertenece a la erupción del Chaitén 2008 AD, la cual se encuentra conformada por 4 mm de cenizas finas muy bien seleccionadas de color blanco y con base neta.

Tefra ZT1 (16,6-17,2 cm): Datada en ca. 1485 AD (1444-1541AD rango de edades con una probabilidad de 1σ). Nivel de tefra fina gris oscura de aproximadamente 1 cm de espesor. Bajo lupa binocular se observan dos poblaciones de vidrio (Fig. 4.6), acompañadas por minerales y algunos fragmentos líticos, en su mayoría de coloración rojiza. Los vitroclastos de color castaño son los más abundantes, con coloración que varía desde color caramelo claro hasta oscuro. Los primeros son fragmentos pequeños de paredes de burbujas, muy delgados y transparentes. Los vitroclastos color castaño oscuro son de mayor tamaño, se observan remanentes de burbujas en su superficie, mientras que la fracción de vitroclastos de color negro, no presenta vesicularidad. La tefra contiene abundantes minerales magnéticos como se puede observar en la Fig. 4.7. Los cristales blancos de gran tamaño sobresalen del resto de los componentes y se distinguen claramente dentro de una tefra que es fina y color gris oscuro (Fig. 4.7).

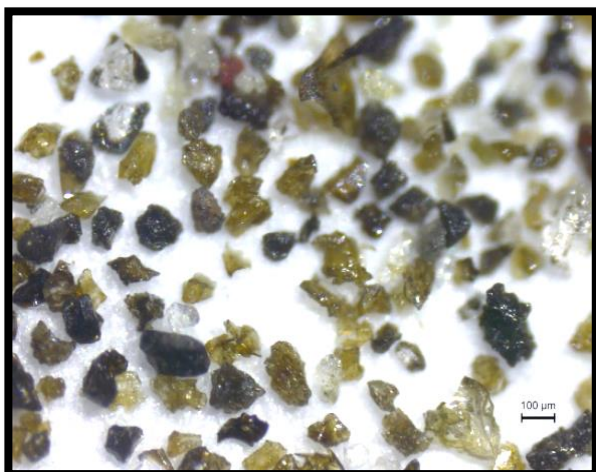


Figura 4.6: ZT1, imagen en donde se observa una población de vitroclastos castaño claro, color caramelo y una fracción de vitroclastos oscuros, acompañados por minerales mayormente plagioclasas (80X). Foto: Valeria Outes.

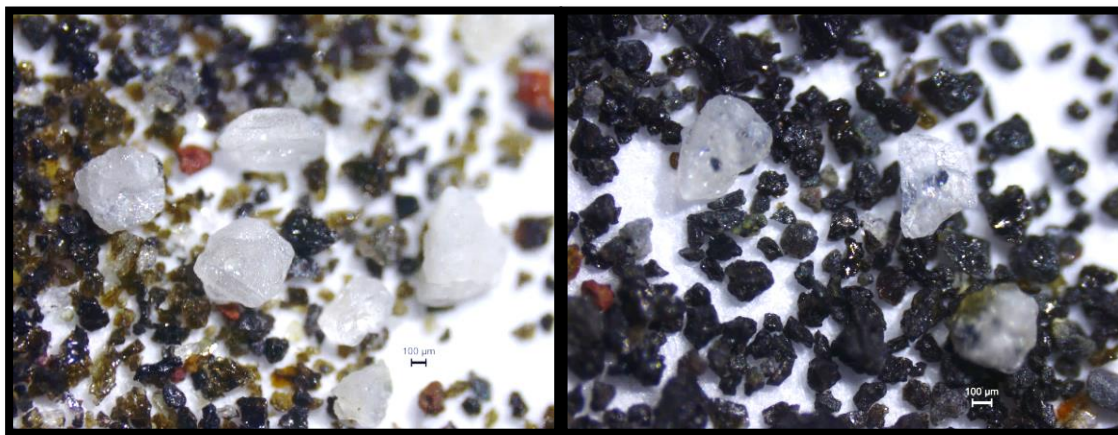


Figura 4.7: ZT1: Izquierda: se observan cristales redondeados a subredondeados de gran tamaño, en comparación con el resto de los vitroclastos y componentes de la tefra (40X). Derecha: imagen de la fracción magnética que se removió para realizar la descripción. Se observan en primer plano dos cristales de gran tamaño con inclusiones de minerales magnéticos y algunos fragmentos líticos pequeños (rojos) con inclusiones magnéticas (50X). Foto: Valeria Outes.

Tefra ZT2 (10,7-11,5 cm): Datada en ca. 1640 AD (1620-1657 AD rango de edades con una probabilidad de 1σ). Nivel de ceniza gruesa color blanco, de entre 1000 y 63 μ , compuesta por vitroclastos blanquecinos (Fig. 4.8) con tonalidades amarillentas de óxidos de hierro, pumíceos de vesículas pequeñas y frecuentes motas de minerales magnéticos ocupando el espacio en las vesículas. La fracción de minerales claros (félsicos), incoloros es abundante y se encuentra acompañada por cristales de minerales oscuros (máficos) como el hipersteno (observación bajo lupa binocular).

La fracción retenida por el tamiz # 120 (fragmentos entre 125 μ y 250 μ) presentan un color grisáceo con aspecto de “sal y pimienta”, este aspecto moteado está dado por el contenido de cristales máficos y félsicos y por los vitroclastos oscuros (Fig. 9).

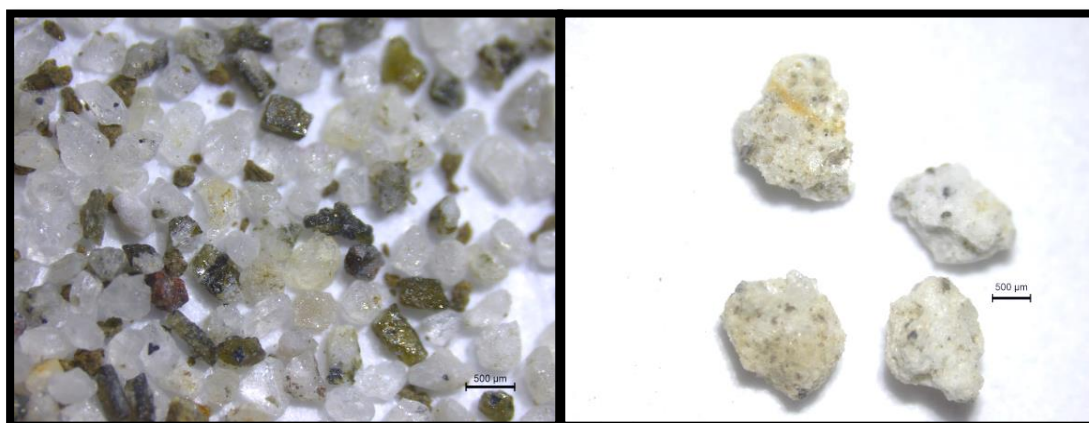


Figura 4.8: ZT2: Izquierda: imagen en donde se observa el alto contenido de minerales félsicos, plagioclasas, acompañados por minerales máficos. Muchos de los cristales presentan pequeñas motas de minerales magnéticos. Derecha: cuatro vitroclastos pumíceos blanquecinos con tonalidades amarillentas y motas de minerales magnéticos (20X). Foto: Valeria Outes.



Figura 4.9: ZT2, ambas imágenes muestran la presencia de cristales minerales claros, transparentes muchos con inclusiones de minerales magnéticos y cristales verdosos, tabulares de hipersteno (círculos rojos) con inclusiones negras de minerales magnéticos (40X). Foto: Valeria Outes.

Tefra ZT3 (Cha08; 1,4-1,8 cm): este nivel de tefra conspicuo, completamente blanco, corresponde a la ceniza fina del volcán Chaitén caída entre mayo de 2008 y febrero de 2009. Bajo lupa estereoscópica se observan vitroclastos blancos, pumíceos, sin detectarse presencia de inclusiones o motas de minerales magnéticos. La mayor parte del material piroclástico de esta tefra es menor a 250 μ . La fracción mayor a 250 μ está compuesta por vitroclastos pumíceos acompañados por cristales de plagioclasas.

4.2.2. LAGUNA TERRAPLÉN.

4.2.2.1. Descripción del Testigo

El 25 de Noviembre de 2013 se extrajo el testigo de la Laguna Terraplén (Ter13), el cual alcanzó los 107 cm de largo. Sin embargo, para este estudio se analizaron los primeros 60 cm del mismo, cubriendo de esta manera los últimos 1000 años. Dicha sección presenta sedimentos finos, de tipo gyttja detrítica fina y se identifican tres niveles de tefras conspicuos, en los centímetros 2,4-2,7 cm (TerT4), 48-49 cm (TerT3) y 55-57 cm (TerT2) (Fig. 4.10). Las tefras mantienen la numeración original del testigo completo para no generar confusiones con otros estudios realizados sobre el mismo testigo.

Desde los 60 cm el sedimento muestra un color gris oliva (5Y 4/1) hasta un nivel de tefra oscura de 2 cm de espesor muy fina (TerT2; 55-57 cm), a partir de la cual continúa el sedimento prácticamente sin variaciones de textura ni color. A los 48-49 cm se observa un cambio de coloración marcado, de gris oliva a negro oliva (5GY 2/1), con presencia de tefra en la parte media (TerT3; 48-49 cm). La parte superior del testigo se encuentra compuesta por gyttja color negro oliva, con textura plástica. A los 2,7 cm se observa un sedimento más claro, grisáceo, que marca el inicio de la tefra correspondiente a la erupción del volcán Chaitén del 2008 (TerT4; 2,4-2,7 cm).

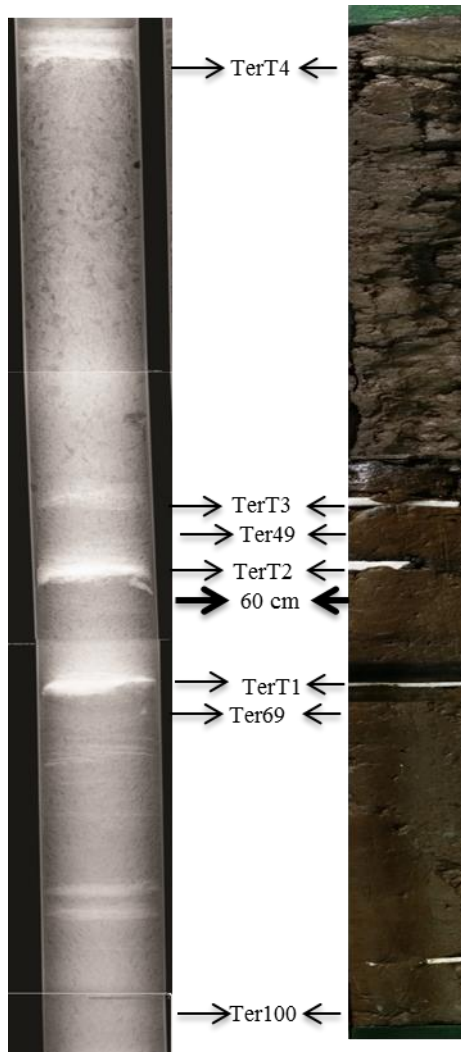


Figura 4.10: Izquierda: radiografía del testigo previo a su apertura. Derecha: fotografía del testigo abierto longitudinalmente. Se indican las tefras mas antiguas, TerT1 (base), y más reciente, TerT4 (parte superior), y las dataciones Ter49, Ter69 y Ter100. El testigo fue estudiado hasta la marce de 60 cm. Las líneas blancas en la fotografía de la derecha son marcas colocadas donde se extrajo la tefra para evitar la pérdida de la forma del testigo, salvo la marca inferior de donde se extrajo materia para identificación de posible tefra.

4.2.2.2. Cronología

La cronología del testigo se elaboró en base a tres dataciones radiocarbónicas AMS y la tefra del 2008. Las muestras fueron obtenidas en los centímetros 49,2 - 49,6; 69 - 69,4 y 100-100,4 (Tabla 4.2), a partir de material orgánico extraído en donde se observaron cambios de coloración, por debajo de una tefra y en la base del testigo. Ter49, de edad más joven, permitió ubicar en el tiempo las modificaciones en el régimen a nivel de la cuenca, que produjeron el cambio en la coloración de los sedimentos; la Ter69 permitió acotar la edad de la tefra TerT1; mientras que Ter100 permitió datar la base del testigo. El testigo abarcó un período de 1762 años AP (1711,3-1813,1 AP edad calendario considerando 1 σ) (Fig. 4.11). Sin embargo, para este estudio se analizaron los primeros 60 cm del testigo cubriendo 783 años AP (602,6-959,7 AP edad calendario considerando 1 σ), abarcando el período entre 1167 AD hasta la actualidad (tabla con todas las edades calibradas proporcionadas por el programa Bacon en Anexo).

Tabla 4.2: Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas de la laguna Terraplén. ID: identificación de la muestra datada (Ter100, Ter69 y Ter49) y posición de las tefras (TerT2, TerT3 y TerT4). Modelado de edades basados en 1 σ (68 %) y 2 σ (95%) obtenidos con el paquete Bacon en el programa R. AD: Anno Domini. AP: años antes del presente.

ID	cm	Edad ¹⁴ C	Err or	Edad cal AP 68 %	Edad cal AD 68 %	Edad cal AD* 1 σ	Edad cal AP 95 %	Edad cal AD 95 %	Edad cal AD* 2 σ
TerT4	2,4-2,7					2008**			2008**
TerT3	48-49			281-322	1669-1628	1642	241-333	1709-1617	1643
Ter49	49,2-49,6	220	30	310-329	1640-1621	1630	296-342	1654-1608	1630
TerT2	55-57			485-750	1465-1200	1356	412-950	1538-1000	1345
Ter69	69-69,4	1420	30	1185-1321	765-629	690	1048-1349	902-601	693
Ter100	100-100,4	1860	30	1711-1813	239-137	188	1629-1875	321-75	188

* Edad calibrada por el modelo en Anno Domini en base a la mediana. **Edad conocida.

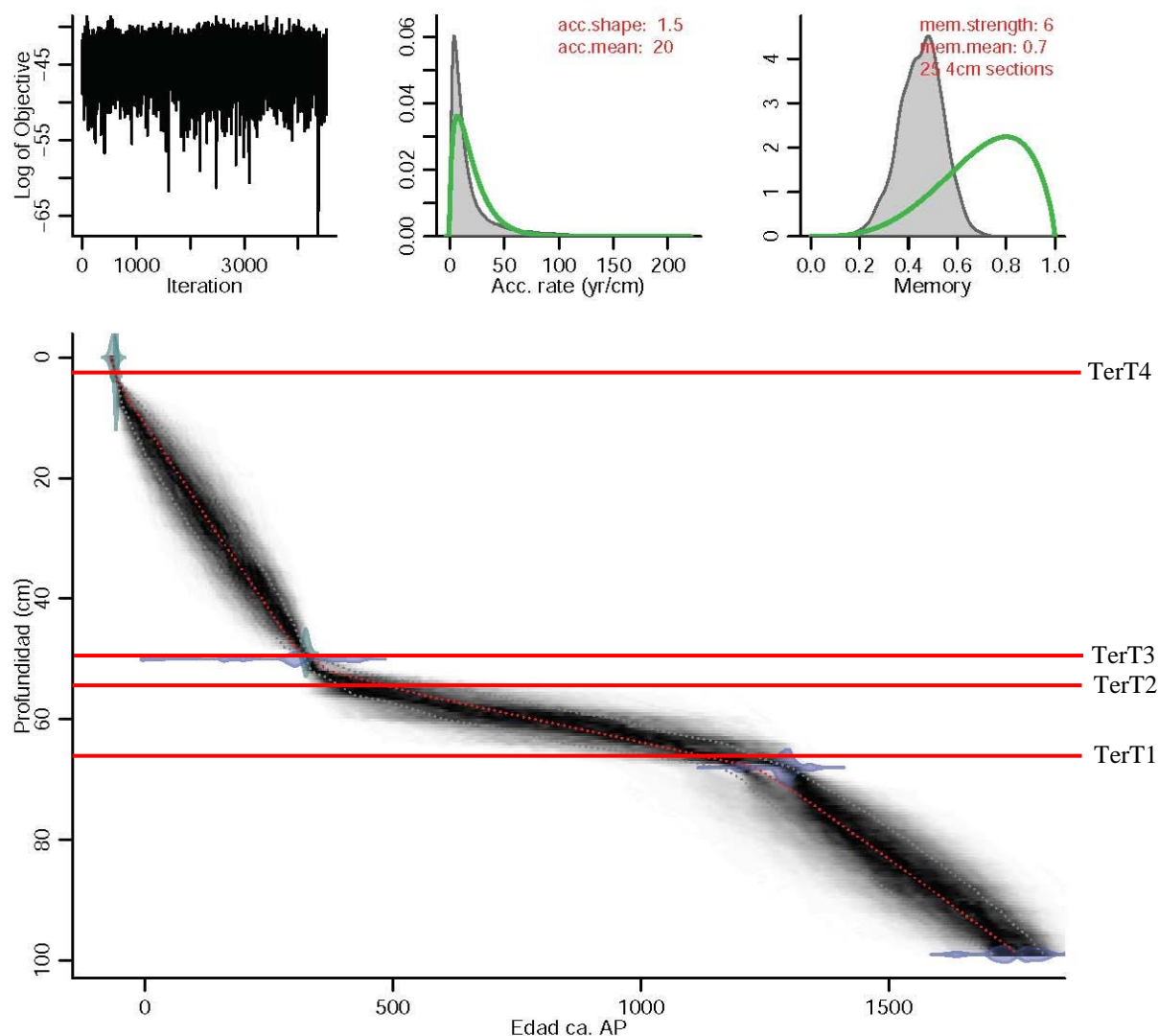


Figura 4.11: Salida del programa Bacon en R para las dataciones del testigo de la Laguna Terraplén. Gráficos superiores muestran, a la izquierda: las iteraciones de Markov Chain Monte Carlo (MCMC) distribución estacionaria con poca estructura entre iteraciones: cercanas; gráfico central: tasa de acumulación previa, distribución gama, asimétrica y siempre positiva (curva verde), y la posterior (histograma gris); gráfico derecho: memoria o autocorrelación. Gráfico Inferior: muestra las edades calibradas de ^{14}C (líneas azules), modelo edad-profundidad (gris oscuro, indicando las edades calendario más probables; punteado gris muestra el intervalo de confianza de 1σ - 68 % y negro el intervalo de confianza para 2σ - 95%); curva roja indica el mejor modelo basado en las edades medias ponderadas para cada profundidad. Curva de calibración para el Hemisferio Sur (SHCal13), con millones de iteraciones de MCMC. Edades calibradas años AP Antes del Presente). Líneas rojas horizontales marcan las tefras.

4.2.2.3. Reconstrucción de eventos volcánicos

Tefra TerT2 (55-57 cm): datada en ca. 1356 AD (1200-1465 AD, rango de edades con una probabilidad de 1σ). Macroscópicamente se observa un nivel de tefra de aproximadamente 2 cm de espesor, de color gris oscuro y fina. El escaso contenido de materia orgánica en este nivel del testigo denota la presencia de material piroclástico, inorgánico. Se

observan dos poblaciones de vidrio, la fracción de coloración castaño claro se observa al ser removido el material magnético (Fig. 4.12). La otra fracción presenta vitroclastos gris-castaño oscuro junto con canalículos elongados (Fig. 4.13).

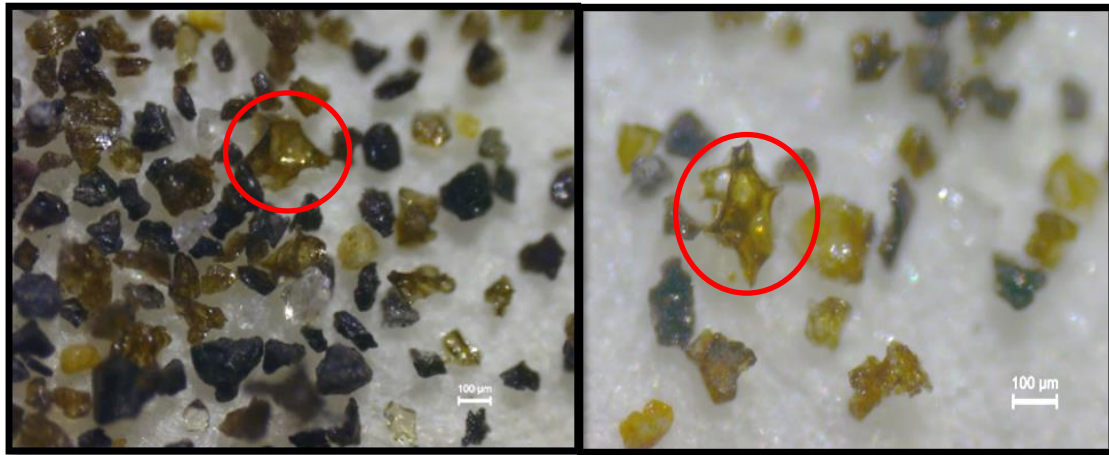


Figura 4.12: Izquierda: TerT2 imagen en donde se observan las 2 poblaciones de vidrio (gris oscuros y caramelo). En el círculo rojo se señala un fragmento de vitroclasto, producto de la ruptura de burbujas junto con otros vitroclastos (80x). Derecha: detalle de vitroclasto producto de la ruptura de burbujas (80x). Foto: Valeria Outes.

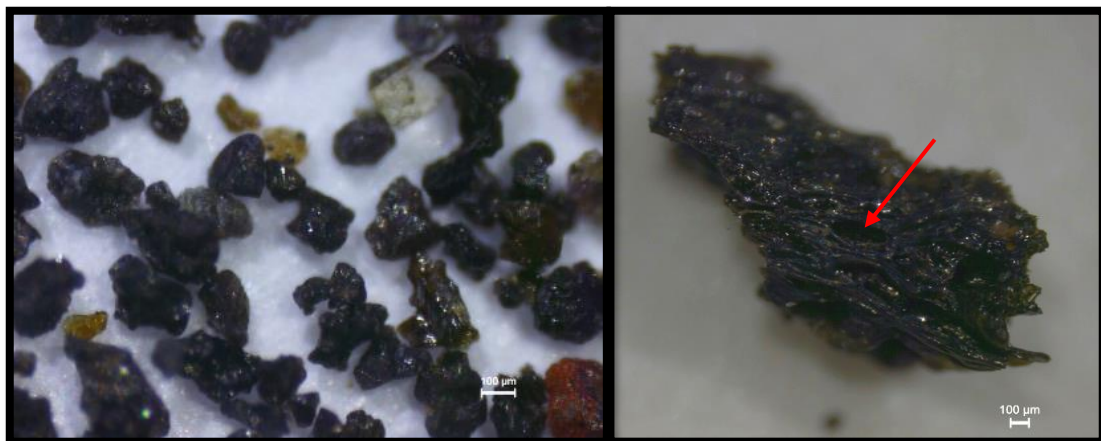


Figura 4.13: TerT2. Izquierda: vitroclastos gris oscuro junto con algunos cristales con pequeños grumos de minerales magnéticos (80x). Derecha: vitroclasto castaño oscuro en donde se observan los canalículos elongados y los huecos formados por la ruptura de burbujas (40x). Foto: Valeria Outes.

Tefra TerT3 (48-49 cm): datada en ca. 1642 AD (1630-1669 AD, rango de edades con una probabilidad de 1σ). Este nivel de tefra presenta un color blanco distintivo, con ceniza muy blanca, fina, con gran abundancia de cristales minerales máficos (hiperstenos) (Fig. 4.14).

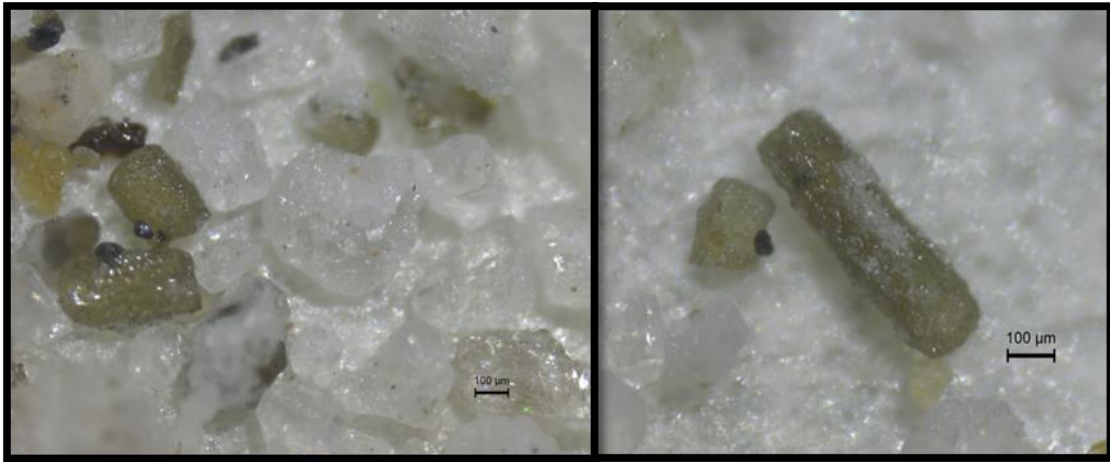


Figura 4.14: TerT3. Izquierda: vitroclastos incoloros y cristales máficos del tipo de hiperstenos (80x). Derecha: detalle de hipersteno rectangular. Foto: Valeria Outes.

Tefra TerT4 (Volcán Chaitén, 2008 AD; 2,4-2,7 cm): este nivel de tefra conspicuo se diferencia claramente por su posición en la parte superior del testigo y su color blanco, características conocidas tras la erupción de dicho volcán en el 2008 (Daga *et al.*, 2014; Moreno *et al.*, 2015). Está conformada por una ceniza muy blanca, de grano fino, con escasos cristales minerales y sin fragmentos líticos (Fig. 4.15).

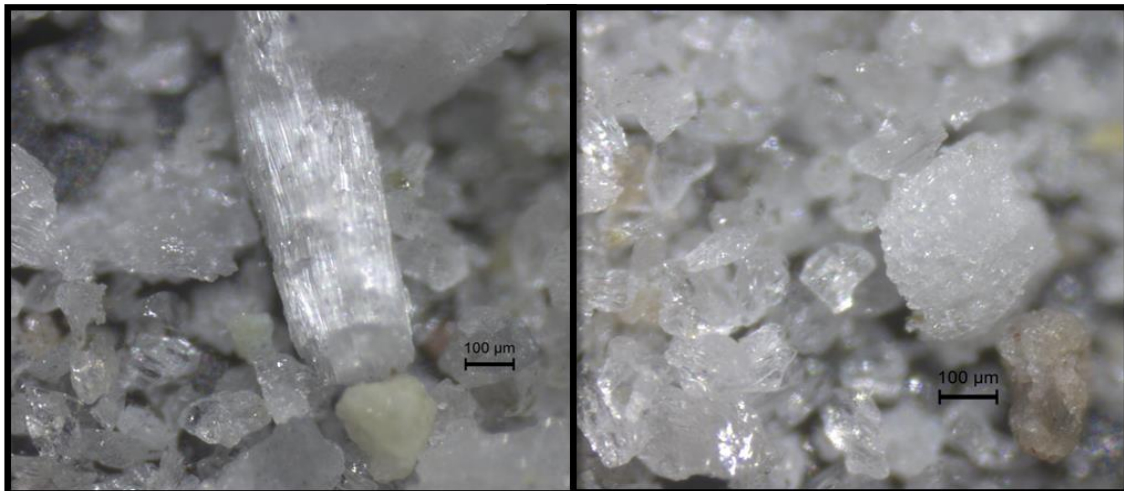


Figura 4.15: TerT4. Izquierda: en primer plano se observa un vitroclasto elongado, con estrías que representan los remanentes de burbujas estiradas/alargadas, incoloras. Derecha: un vitroclasto subredondeado a redondo, pumiceo, incoloro y varios fragmentos de cristales de plagioclasa. Foto: Valeria Outes.

4.2.3. LAGUNA EL TRÉBOL

4.2.3.1. Descripción del Testigo

Se extrajo un testigo de 107 cm de largo (Tr13), a una profundidad de 10 m de agua. Sin embargo, en este trabajo solo se utilizó hasta los 60 cm de profundidad. Ciertos niveles de tefra encontrados se correlacionaron mediante características físicas con las tefras de testigos de la misma laguna extraídos y analizados por Villarosa (2008) (Fig. 4.16). Las tefras encontradas dentro de los 60 cm utilizados se encontraron a los 58,5-60 cm (TrT4 – 743 AD) , 50-52 cm (TrT5 – 900 AD), 43-49 cm (TrT6 – 957 AD), 33-36 cm (TrT7 - 1228 AD), 18-21 cm (TrT8 – 1565 AD), 13-15 cm (TrT9 – 1720 AD) y 2-3 cm (TrT10 – 2011 AD). Las tefras mantienen la numeración original del testigo completo para no generar confusiones con otros estudios realizados sobre el mismo testigo.

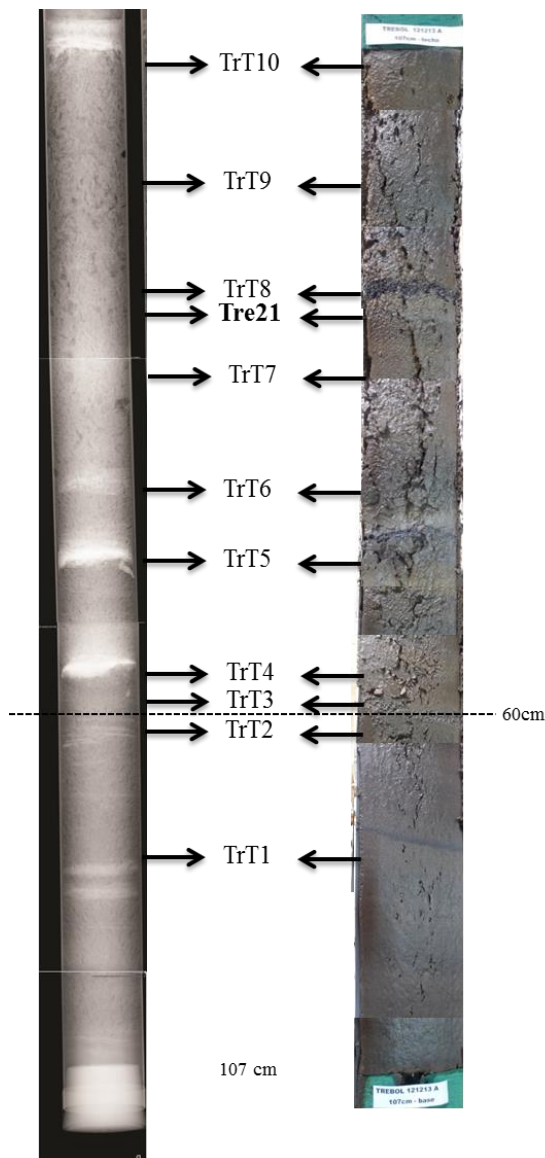


Figura 4.16: Izquierda: Radiografía del testigo de la Laguna El Trébol. Derecha: fotografía del testigo abierto longitudinalmente. Se indican las tefras más antiguas, TrT1 (base), y más reciente, TrT10 (parte superior), y la datación Tre21. El testigo fue estudiado hasta la marca de 60 cm (línea punteada).

Desde los 60 cm hasta los 50 cm se observa una laminación incipiente, distinguible por una sutil alternancia de colores (marrón amarillento muy oscuro: 10YR 2/2 y marrón grisáceo 5YR 3/2). Entre los 60-58,5 cm se identifica una tefra (TrT4) de color oscura con abundantes partículas magnéticas y vitroclastos pumíceos incoloros. Entre los 52 y 50 cm se observa una tefra (TrT5) oscura con vitroclastos pumíceos grises claros. Luego, entre los 49-43 cm se identifica un nivel de tefra conspicuo (TrT6), de color gris oscuro, granodecreciente, compacta y sin matriz. Hacia arriba y coincidiendo con el techo del nivel de tefra se observa un centímetro con cambio de color, que se torna más claro, marrón amarillento oscuro (10YR 4/2) para luego continuar con un color más grisáceo (marrón grisáceo 5YR 3/2) y textura levemente más fina. A los 36 cm se observa una tefra (TrT7, 36-33 cm) oscura, mediana a gruesa. A los 21 cm (TrT8, 21-18 cm), se observa un nuevo nivel de tefra formado por una ceniza oscura, mediana a gruesa, debajo de la cual se extrajo material para su datación. Hacia arriba el color de la gyttja es más oscuro, marrón amarillento muy oscuro (10YR 2/2), con un mayor contenido de materia orgánica y continúa sin cambios hasta los últimos centímetros. Por debajo de esta tefra se extrajo material para su datación, para poder de esta manera obtener la fecha de dicha erupción. La parte superior presenta alto contenido de agua. A los 13-15 cm se observa una tefra (TrT9) la cual presenta un color oscuro castaño verdoso. Se observa con claridad la ceniza correspondiente a la erupción del CVPCC 2011 (TrT10, 3-2 cm), que se presenta como un nivel conspicuo de material no compactado que se desagrega con facilidad, de aproximadamente 1 cm de espesor de color claro y tamaño de piroclastos medianos a gruesos.

4.2.3.2. Cronología

La cronología del testigo fue elaborada en base a una datación radiocarbónica AMS a los 21 cm del testigo (edad radiocarbónica 450 ± 30) y se utilizó la fecha de la tefra TrT6 correlacionada en base a sus características granulométricas, con la T1-6 (1070-885 AD rango de edades con 1 sigma) del testigo estudiado por Villarosa (2008), quien propuso un marco tefrocronológico basado en testigos de esta laguna. Se estudiaron los primeros 1300 años AP del testigo. Dicha edad es una estimación realizada mediante una extrapolación de las edades proporcionadas por el paquete Bacon, el cual utiliza la datación, las fechas de las tefras correlacionadas y tiene en cuenta el espesor de las mismas (Fig. 4.17; Tabla 4.3; Anexo I. Tabla con todas las edades calibradas proporcionadas por el paquete Bacon en el programa R).

Capítulo 4 – Resultados. El Trébol

Tabla 4.3: Dataciones radiocarbónicas obtenidas y edades calibradas de la laguna El Trébol. Probabilidades del 1 σ (68,5 %) y 2 σ (95 %). ID: identificación de la muestra datada (TrT1) y tefras (TrT4, TrT5, TrT6, TrT7, TrT8, TrT9 y TrT10). AD: Anno Domini. AP: antes del presente.

ID	Cm	Edad ¹⁴ C	error	Edad cal AP 68 %	Edad cal AD 68 %	Edad cal AD* 1σ	Edad cal AP 95 %	Edad cal AD 95 %	Edad cal AD* 2σ
TrT10	2,8-3					2011**			2011**
TrT9	13-15			165-311	1785-1639	1720	102-380	1848-1570	1720
TrT8	18-21			337-483	1613-1467	1565	314-508	1636-1442	1566
TrT1	21	450	25	337-483	1613-1467	1565	314-508	1636-1442	1566
TrT7	33-36			644-794	1306-1156	1228	570-862	1380-1088	1227
TrT6	43-49			950-1033	1000-917	957	901-1078	1049-872	957
TrT5	50-52			996-1108	954-842	900	942-1178	1008-772	902
TrT4	58,5-60			1128-1301	822-649	743	1054-1411	896-539	745

* Edad calibrada por el modelo en Anno Domini en base a la mediana. **Edad conocida.

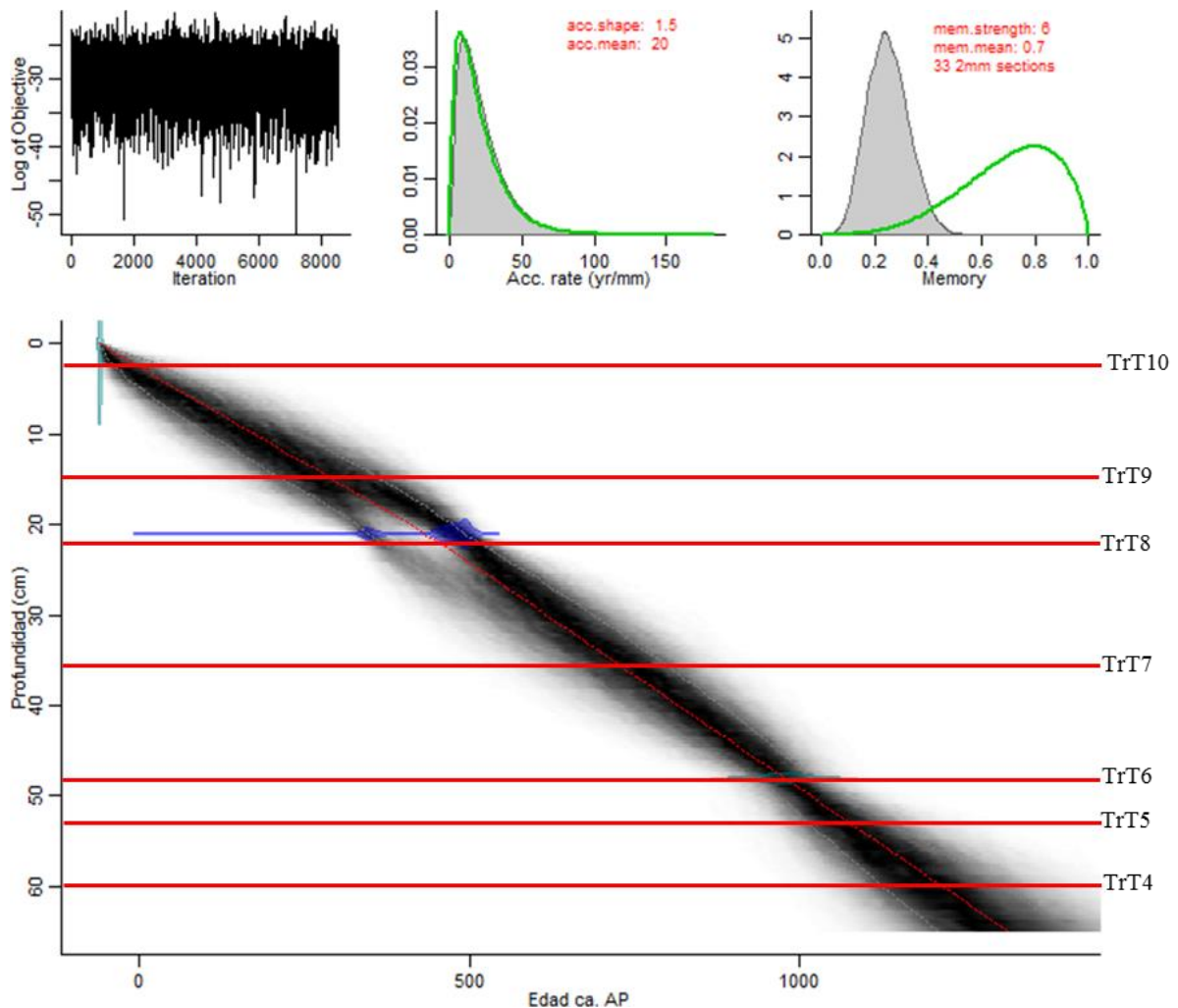


Figura 4.17: Salida del programa Bacon en R para las dataciones de la laguna El Trébol. Gráficos superiores muestran, a la izquierda: las iteraciones de Markov Chain Monte Carlo (MCMC) distribución estacionaria con poca estructura entre iteraciones cercanas; grafico central: tasa de acumulación previa, distribución gama, asimétrica y siempre positiva (curva verde), y la posterior (histograma gris); gráfico derecho: memoria o autocorrelación. Grafico Inferior: muestra las edades calibradas de ^{14}C (líneas azules), modelo edad-profundidad (gris oscuro, indicando las edades calendario más probables; punteado gris muestra el intervalo de confianza de 1σ - 68 % y negro el intervalo de confianza para 2σ - 95%); curva roja indica el mejor modelo basado en las edades medias ponderadas para cada profundidad. Curva de calibración para el Hemisferio Sur (SHCal13), con millones de iteraciones de MCMC. Edades calibradas años AP Antes del Presente). Líneas rojas horizontales marcan las tefras.

4.2.3.3. Reconstrucción de eventos volcánicos

Tefra TrT4 (58,5-60 cm): Datada en ca. 743 AD (648-822 AD rango de edades con una probabilidad de 1σ). Nivel de ceniza con partículas claras y oscuras, abundantes magnéticos. Dos tipos de vitroclastos, uno en mayor proporción, pumiceo castaño (caramelo-verdoso) y otro pumiceo incoloro. Se observan algunos elementos vítreos con canalículos y la presencia de litoclastos. Cristoloclastos de tres tipos: claros, incoloros y verdes (Fig. 4.18).

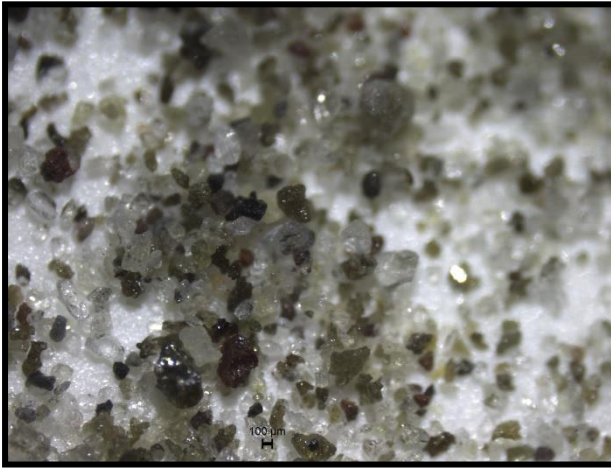


Figura 4.18: TrT4, vitroclastos pumíceos gris claro y vidrios verdes (40X). Foto: Carolina Manzoni.

Tefra TrT5 (50-52 cm): Datada en ca. 900 AD (842-954 AD rango de edades con una probabilidad de 1σ). Este nivel de tefra se caracteriza por la presencia de vitroclastos pumíceos gris claro y vidrios verdes sin vesículas, con fractura concoidea oscuros. Minerales verdes (hiperstenos) y minerales claros (Fig. 4.19). Presencia de minerales magnéticos.



Figura 4.19: TrT5, vitroclastos pumíceos gris claro y vidrios verdes (25X). Foto: Carolina Manzoni.

Tefra TrT6 (43-49 cm): Datada en ca. 957 AD (917-1000 AD rango de edades con una probabilidad de 1σ). Nivel de tefra oscura en donde destacan a simple vista fragmentos claros, blancos de mayor tamaño. Se trata de vitroclastos incoloros con brillo notorio, algunos elongados con canalículos bien marcados y otros vitroclastos más oscuros, grisáceos (Fig. 4.20). La fracción menor a 63μ está compuesta casi exclusivamente por vidrio pumíceo blanco, con brillo satinado, acompañado por cristales de minerales máficos color negro, presumiblemente hornblenda.



Figura 4.20: TrT6, imagen en donde se pueden observar los distintos tipos de vitroclastos que caracterizan al nivel. En la esquina derecha inferior se observa un vitroclasto pumíceo, blanquecino y señalado con flechas rojas dos vitroclastos de vidrio incoloro con canaliculos elongados y flexurados con brillo notorio. En un primer plano, en la parte superior de la imagen se distingue un vitroclasto grisáceo, pumíceo de gran tamaño (20X). Foto: Valeria Outes.

Tefra TrT7 (33-36 cm): Datada en ca. 1228 AD (1156-1306 AD rango de edades con una probabilidad de 1σ). Es un nivel de tefra oscura, con vitroclastos verdes con canaliculos y vesículas. También se observa la presencia de cristaloclastos claros, incoloros, y fragmentos líticos rojos y magnéticos (Fig. 4.21).

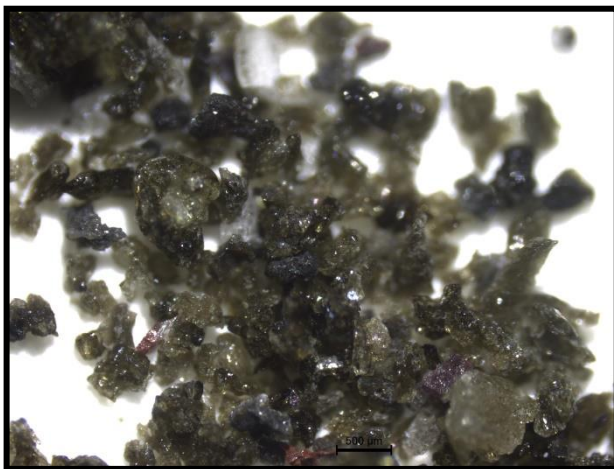


Figura 4.21: TrT7, imagen en donde se pueden observar los vitroclastos verdes, sin los magnéticos (40X). Foto: Carolina Manzoni.

Tefra TrT8 (18-21 cm): Datada en ca. 1565 AD (1467-1613 AD rango de edades con una probabilidad de 1σ). Este nivel de ceniza mediana negra, presenta un alto contenido de minerales magnéticos y una población de vitroclastos castaños oscuros acompañados por cristales minerales (Fig. 4.22). Se observa una población de vitroclastos de mayor tamaño color grisáceo que sobresalen del conjunto de vitroclastos menores (remanentes de pared de burbujas), minerales y fragmentos líticos (Fig. 4.23). A su vez, bajo lupa binocular se identifican vitroclastos bicolores, evidenciando la presencia de dos tipos de magmas (Fig. 4.23).

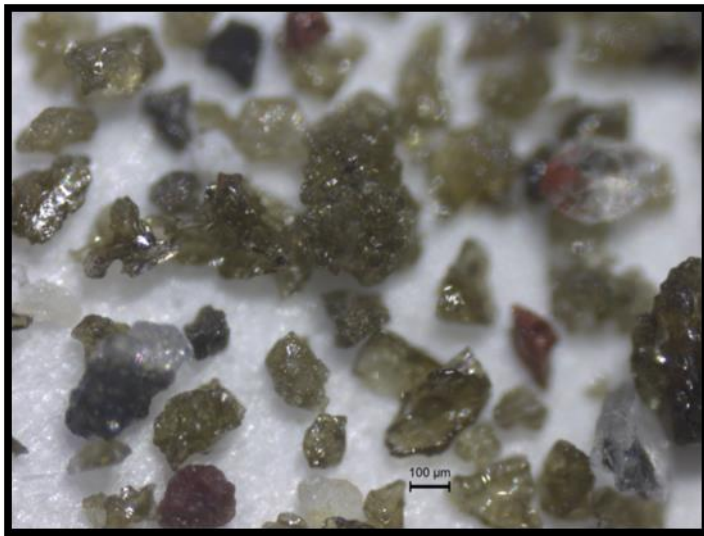


Figura 4.22: TrT8, población de vitroclastos color castaño, los fragmentos pequeños son más claros, translúcidos y derivan de la fractura de fragmentos mayores, en general son paredes de burbujas (80X). Foto: Valeria Outes.

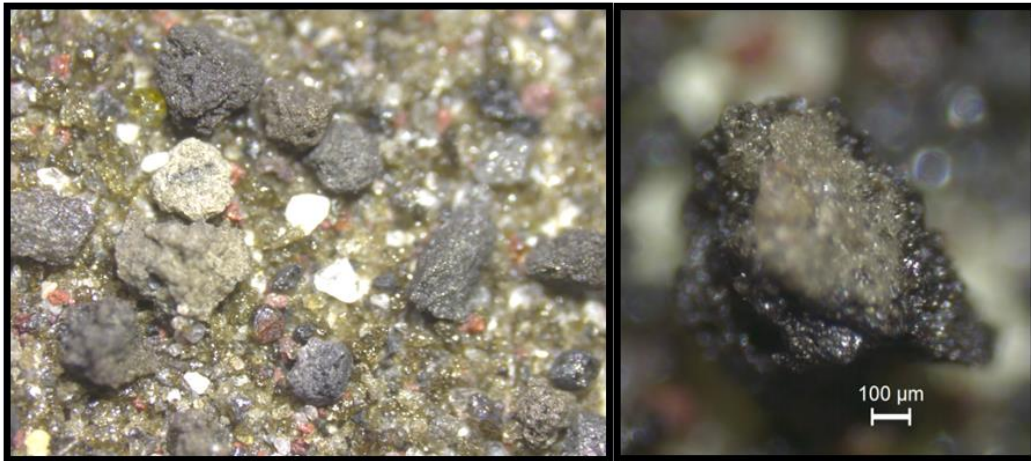


Figura 4.23: TrT8. Izquierda: vitroclastos oscuros de mayor tamaño (25X). Derecha: vitroclasto con 2 colores de vidrio (50X). Foto: Valeria Outes.

Tefra TrT9 (13-15 cm): Datada en ca. 1720 AD (1639-1785 AD rango de edades con una probabilidad de 1σ). Este nivel de ceniza presenta un color oscuro, con vitroclastos color castaños verdosos, globosos y con canalículos. Asimismo se observan cristaloclastos claros, líticos angulosos y minerales magnéticos en grandes proporciones (Fig. 4.24).

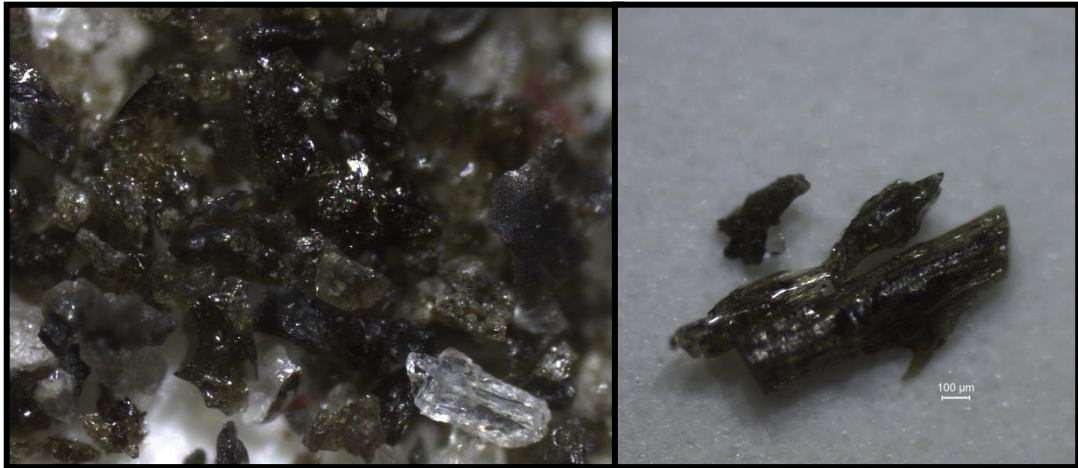


Figura 4.24: TrT9, población de vitroclastos color castaño verdoso, minerales magnéticos de color negro (50X). Foto: Carolina Manzoni.

Tefra TrT10 (Cordón Caulle 2011 AD; 2-3 cm): este nivel de tefra gruesa corresponde al depósito de la erupción del Cordón Caulle en 2011. Se caracteriza por presentar un color claro moteado por la presencia de dos tipos de vitroclastos (Fig. 4.25), característica observada anteriormente en otras erupciones del Cordón Caulle (Singer *et al.*, 2008; Daga *et al.*, 2014).



Figura 4.25: TrT10, en la imagen se observan abundantes vitroclastos de vidrio incoloro junto con vitroclastos color castaño claro hasta oscuro subordinados (20X). Foto: Valeria Outes.

4.2.4. BRAZO BLEST

4.2.4.1. Descripción del testigo

El testigo de Brazo Blest se extrajo el 26 de Julio de 2011. Debido a razones técnicas de preservación del testigo no se pudo realizar una descripción detallada del testigo ni de las tefras presentes en el mismo. A partir de la susceptibilidad magnética, contenido de materia orgánica y dataciones en el testigo se pudieron identificar dos tefras en la parte superior del testigo.

Las tefras fueron datadas mediante ^{210}Pb , detalle de la cronología se encuentra en el siguiente párrafo. Para la tefra BT1 (9-10 cm), la datación dio un fechado en el año 1894 AD, fecha en la cual hizo erupción el Volcán Calbuco. Y para la tefra BT2 (5-6 cm), la datación fue en el año 1960 AD, fecha en la cual hizo erupción el CVPCC.

4.2.4.1. Cronología

Los análisis de ^{210}Pb de los sedimentos solo arrojaron resultados en la parte superior del testigo (primeros 8 cm), ya que por debajo de los 8 cm la actividad específica no mostró valores radiométricos significativos. De acuerdo a la interpolación de la tasa de sedimentación del ^{210}Pb , la fecha para los 5 cm de profundidad sería 1960 AD (Tabla 4.4). Mediante la examinación de muestras bajo microscopio estereoscópico, luego de su lavado y tamizado, se corroboró que el origen de dicha tefra es del CVPCC. Dicha tefra mostró una mezcla de componentes vítreos y cristalinos (tamaño de los fragmentos fueron entre 250 μm y 125 μm), dominada por piroclastos vítreos angulares con tonalidades ocreas, los cuales resultaron de la ruptura de vesículas de fragmentos de mayor tamaño, solo unos pocos son pumíceos con vesículas elongadas paralelas al eje longitudinal del piroclasto; según estas características, esta tefra correspondería a la erupción de 1960 del CVPCC (Petit-Breuilh Sepúlveda, 2004, Global Volcanism Program, Volcanic Explosivity Index, VEI 3). Se encontró una segunda tefra a los 9 cm, identificada por un pico en la susceptibilidad magnética (SM) y un decaimiento del contenido de MO (Fig. 4.26 y 4.27), y confirmada mediante su observación bajo lupa estereoscópica. Según registros históricos, esta tefra correspondería a la erupción del volcán Calbuco, la cual fue de grandes proporciones y duró al menos un año entre los años 1893 y 1894 (VEI 4) y afectó el Brazo Blest (Petit-Breuilh Sepúlveda, 1995; Global Volcanism Program). Basados en las fluctuaciones del Glaciar Frías (Villalba, 1990) y de las tasas de sedimentación calculadas para nuestro testigo, se asume que el centímetro 14

corresponde al año 1839 AD. Asumiendo que la tasa de sedimentación es similar a la obtenida en las dataciones realizadas con ^{210}Pb de los últimos centímetros (7 y 8), y basados en la curva de cronología utilizando como datado absoluto la tefra de 1894 AD, la tasa de sedimentación varía entre 0,059 y 0,048 cm yr^{-1} , dando una edad de 1370 - 1450 AD en la base del testigo.

Tabla 4.4: Cronología en base al modelo de tasa de sedimentación (Constant Rate of Supply: CRS) utilizando ^{210}Pb y edades extrapoladas de Brazo Blest.

Sección del testigo(cm)	Edad ^{210}Pb	Desv. Estándar (años)	Edad Modelada Max	Edad Modelada Min	Edad modelada
0	2012	0			
1	2004	2			
2	1994	4			
3	1988	4			
4	1982	7			
5	1964	11			
6	1951	13			
7	1932	70			
8	1912				
9	1894				
10			1872	1876	1874
11			1851	1859	1855
12			1831	1842	1835
13			1810	1825	1816
14			1789	1808	1797
15			1768	1791	1777
16			1747	1774	1758
17			1726	1757	1739
18			1706	1740	1720
19			1685	1724	1701
20			1664	1707	1681
21			1643	1690	1662
22			1622	1673	1643
23			1601	1656	1624
24			1581	1639	1605
25			1560	1622	1585
26			1539	1605	1566
27			1518	1588	1547
28			1497	1571	1528
29			1476	1554	1508
30			1456	1537	1489
31			1435	1520	1470
32			1414	1503	1451
33			1393	1486	1431
34			1372	1469	1412
35			1351	1452	1393

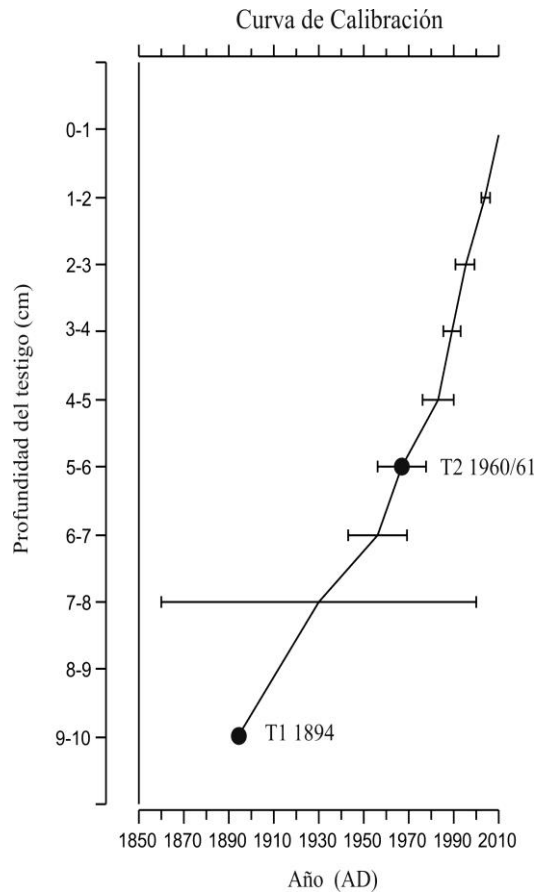


Figura 4.26: Edades estimadas calibradas a partir de ^{210}Pb (CRS) de los primeros 9 cm del testigo. Puntos señalan tefras.

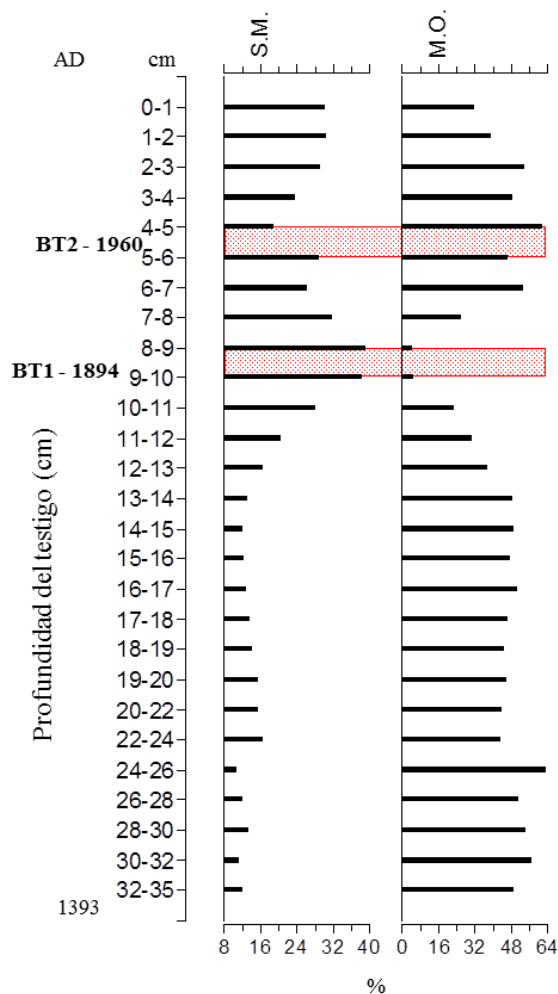


Figura 4.27: SM: Susceptibilidad Magnética, medida adimensional (k); MO: Materia Orgánica estimada a partir de LOI a 550°C, porcentual (%). Franjas rojas marcan las tefras encontradas.

4.3. DISCUSIÓN

4.3.1. Correlación de eventos volcánicos

Las tefras del testigo La Zeta correlacionadas, según al tipo de grano y edad, con las de un testigo del Lago Teo (Chile), muestran la equivalencia de la tefra ZT2 con la tefra LTT-2 y de la tefra ZT1 con la tefra LTT-3 descritas por Moreno *et al.* (2014). De esta forma, con las características granulométricas, datación y comparación de ZT2 con ZT3 (Chaitén 2008; Alfano *et al.*, 2011), se confirma que ZT2 corresponde a una erupción anterior del Volcán Chaitén (1640 AD), tefra que fue mencionada por Lara *et al.* (2013) entre los años 1625 y 1658 AD. Más aún, la datación concuerda con tefras encontradas por Moreno *et al.* (2014) en la Laguna Teo (LTT-2, 1605 AD). Por otro lado, ZT1 (1444-1541 AD) podría tratarse de una erupción del Michimahuida, descrita por Moreno *et al.* (2014) quien la ubica entre el año 1440 y 1550 AD (tefra LTT-3), también descrita por Daga *et al.* (2016) quien correlaciona la tefra FU29 con el primer depósito descrito por Amigo *et al.* (2013), datado en 1650 AD.

En el testigo de la Laguna Terraplén, se puede identificar, que la tefra TerT2 (1200-1465 AD) pertenecen al mismo volcán, con la presencia de dos poblaciones de vidrios; los volcanes que suelen generar este tipo de tefra son el Michimahuida y el Corcovado (Lara *et al.*, 2009; Amigo *et al.*, 2013). Por otro lado, las tefras TerT3 (1628-1669 AD) y TerT4 (2008 AD) presentan características típicas del Volcán Chaitén, ceniza fina y blanca (Lara *et al.*, 2013; Moreno *et al.*, 2014).

Al correlacionar los testigos de la laguna La Zeta y Terraplén se pueden encontrar las tefras del Chaitén de 2008 AD y la de 1640 AD. Por otro lado las tefras TerT2 (1356 AD) y ZT1 (1485 AD) ambas tienen vitroclastos castaños claros y oscuros, sin embargo presentan algunas diferencias como los vitroclastos negros sin vesicularidades y cristales blancos de gran tamaño presentes en ZT1, esto sumado a la diferencia de las dataciones hace q no se pueda establecer una correlación certera entre ambas. Al hacer dicha correlación, se pueden observar las diferencias entre las tasas de sedimentación de ambas lagunas, encontrándose 46 cm entre TerT4 y TerT3, y 9 cm entre ZT3 y ZT2 (Fig. 4.28).

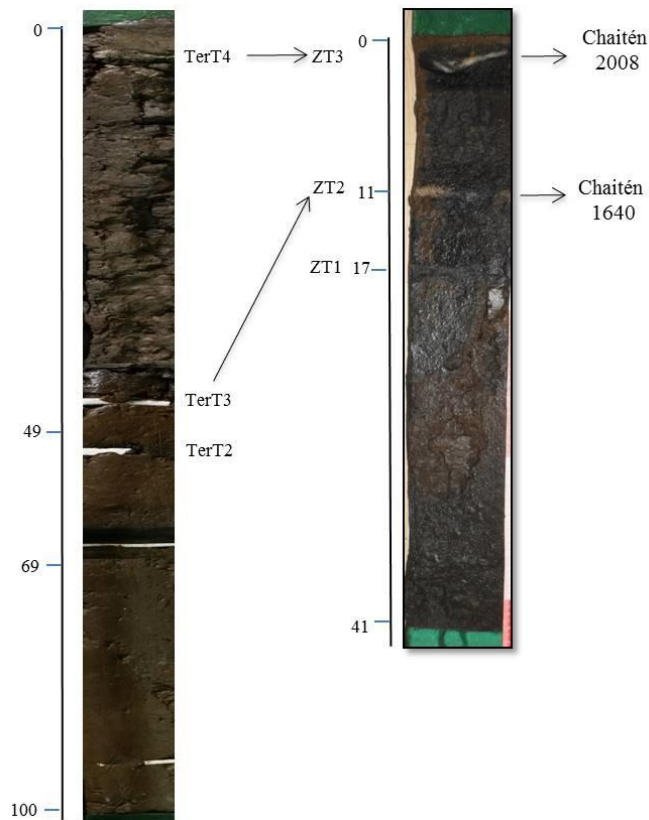


Fig. 4.28: Comparación y correlación de los testigos Terraplén (izquierda) y La Zeta (derecha)

En la laguna El Trébol la tefra TrT4 (822-649 AD), oscura con vitroclastos castaños pumíceos y otros incoloros, no se pudo correlacionarlas con ningún evento volcánico registrado. La tefra TrT5 (842-954 AD), gris clara con vidrios verdes sin vesículas, hiperstenos y minerales claros. La tefra TrT6 (917-1000 AD) se correlaciona, por sus características granulométricas y por las dataciones, con la tefra Tt1-6 encontrada por Villarosa (2008) la cual es una tefra oscura con fragmentos de vitroclastos incoloros brillosos y grisáceos. La tefra TrT7 (1156-1306 AD) pertenecería a una erupción proveniente del volcán Osorno, debido a las características de la tefra, oscura con vitroclastos verdes. La tefra TrT8 (1441-1591 AD), podría pertenecer a la erupción del volcán Osorno, caracterizada por ser una ceniza mediana, negra y con minerales magnéticos y con una población de vitroclastos castaños oscuros con minerales, y vitroclastos bicolores característicos de erupciones volcánicas con desprendimiento de dos tipos de magmas. La tefra TrT9 (1639-1785 AD), podría pertenecer a la erupción del volcán Osorno en 1640, dicha tefra es oscura, compuesta por vitroclastos castaños verdosos, globosos y con canalículos, y cristaloclastos claros, líticos, angulosos. La tefra TrT10 pertenece a la erupción más reciente del Cordón Caulle ocurrida en el año 2011. Esta tefra presenta un color claro moteado con dos tipos de vitroclastos. Por último, en el Brazo Blest se identifican dos grandes erupciones en la zona en los últimos 100 años. Una es la del Volcán Calbuco en el año 1894 AD y la siguiente pertenece al CVPCC en el año 1960 AD (Petit-Breulli Sepulveda, 1995; Villarosa, 2008; Serra *et al.*, 2016).

4.4. CONCLUSIONES

Al comparar los testigos extraídos en las lagunas cercanas a la ciudad de Esquel se pueden identificar las siguientes erupciones en dicha zona:

- 1356 AD (TerT2), perteneciente a un volcán todavía sin identificar, pero posiblemente pertenece al Volcán Michinmahuida o Corcovado, por presentar vitroclastos con las mismas características que la erupción nombrada previamente, dos poblaciones de vitroclastos oscuros.
- 1485 AD (ZT1), perteneciente a un volcán sin identificar, posiblemente al Michinmahuida.
- 1640/2 AD (ZT2, TerT3), erupción perteneciente al Volcán Chaitén, cuyas cenizas se caracterizan por ser finas, blancas y presentar minerales hiperstenos, y coincidiendo con lo hallado por Lara *et al.* (2013), quienes describen una erupción de dicho volcán entre el año 1625 y 1658 AD.
- 2008 AD (ZT3, TerT4), última erupción del Volcán Chaitén. Ceniza finas, blancas y con presencia de minerales hiperstenos.

En la zona de San Carlos de Bariloche se identificaron las siguientes erupciones:

- 743 AD (TrT4), sin encontrarse correlación con algún volcán, es una tefra oscura con vitroclastos castaños pumíceos en grandes proporciones y otros incoloros en menores proporciones.
- 900 AD (TrT5), es una tefra gris clara con vidrios verdes sin vesículas, hiperstenos y minerales claros, aun no se la pudo correlacionar con alguna erupción registrada.
- 957 AD (TrT6), es una tefra oscura con vitroclastos incoloros brillosos y grises, perteneciente a un volcán no identificado.
- 1228 AD (TrT7), pertenecería a una erupción proveniente del volcán Osorno, debido a las características de la tefra, oscura con vitroclastos verdes.
- 1565 AD (TrT8), perteneciente a un volcán todavía sin identificar, posiblemente del volcán Osorno, cuyas cenizas presenta vitroclastos castaños oscuros con minerales y vitroclastos bicolors, característicos de erupciones volcánicas con desprendimiento de dos tipos de magmas.
- 1720 AD (TrT9), podría deberse a la erupción del volcán Osorno, cuyas cenizas están compuestas por vitroclastos castaños verdosos globosos con canalículos, y cristaloclastos claros líticos angulosos.

- 1894 AD (BT1), perteneció a la erupción del Volcán Calbuco.
- 1960 AD (BT2), perteneciente a la erupción del Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle (CVPCC), caracterizada por presentar una ceniza con dos poblaciones de vitroclastos, claros y oscuros. Las tefras de la erupción del volcán Calbuco 1894 AD y del CVPCC de 1960 AD en el testigo de El Trébol no aparecen como niveles discretos de tefras visibles a simple vista.
- 2011 AD (TrT10), erupción del CVPCC.

4.5. ANEXO

Edades calibradas obtenidas con el paquete Bacon 2.2. en el programa R, con 1 y 2 σ para las lagunas bajo estudio.

Laguna La Zeta

Edades calculadas. E.C.Máy: Edad Calibrada Máxima (AP); E.C.Mím: Edad Calibrada Mínima (AP); E.C.Mediana: Edad Calibrada Mediana (AP). AD: Anno Domini. Prof: profundidad (cm).

Prof	68 % (1 σ)				95 % (2 σ)			
	E.C. Mím	E.C. Máx	E.C.Mediana	AD	E.C. Mím	E.C. Máx	E.C.Mediana	AD
0	Extracción del testigo			2011	Extracción del testigo			2011
1	Tefra Chaitén			2008	Tefra Chaitén			2008
2	-50.1	-29	-41.4	1991	-57.9	-10.7	-40.5	1991
3	-43.1	-10.3	-29.7	1980	-53.7	17.8	-28.2	1978
4	-36.3	8.6	-17.8	1968	-49.9	46.8	-15.8	1966
5	-0.5	59.2	27.9	1922	-26.6	98.9	33.1	1917
6	27.5	118.8	69.9	1880	-9.3	163.9	79.3	1871
7	53.6	179.8	110.8	1839	5.3	242.6	124	1826
8	77.7	241.3	151.6	1798	17.9	324	168.8	1781
9	149.6	270.6	204.1	1746	105.8	331.9	217	1733
10	221.5	300.2	256.9	1693	192.7	340.6	265	1685
11	292.9	330.4	309.8	1640	278.3	349.7	313.2	1637
12	354.6	369.8	362.2	1588	344.4	379.2	361.6	1588
13	369.8	395.5	382.2	1568	358.5	407.8	381.9	1568
14	378.8	427	402.3	1548	362.5	447.3	402.3	1548
15	386.8	459.1	422.4	1528	365.4	488.5	422.6	1527
16	394.4	491.3	442.5	1508	367.4	530.6	443	1507
17	408.6	506	465.2	1485	372.3	537.4	466.2	1484
18	418	522.6	488.8	1461	376.6	546.1	489.3	1461
19	427.2	542.1	509.5	1441	380.6	559.3	510.2	1440
20	436	564.8	528.5	1422	383.7	585.7	529.7	1420
21	447	572.7	537.3	1413	393.4	595.2	539	1411
22	458.3	581.2	546.2	1404	401	606.3	546.9	1403
23	469.5	590.2	553.8	1396	407.6	621.1	554.3	1396
24	479.9	599	560.8	1389	412.2	636.9	560.5	1390
25	491.2	606.8	568.1	1382	424.6	646.7	568.3	1382
26	502.5	615.2	575.2	1375	433.9	657	576	1374
27	512.5	624	582.6	1367	442.3	668.5	583.2	1367
28	522.8	632.8	590.1	1360	450.9	682.7	590.3	1360
29	532.1	640.2	597.7	1352	464	691.2	598.2	1352
30	541.2	646.8	604.8	1345	475.6	700.4	605.6	1344
31	550.7	654.7	611.8	1338	484.6	708.6	613	1337
32	558.3	663	618.3	1332	492.6	720.6	620.4	1330
33	568.4	670	626	1324	506	731.4	628.2	1322
34	578.6	677.6	634.1	1316	518.7	741.7	635.5	1315
35	586.8	686.4	641.7	1308	528	752.8	643.7	1306

36	595.1	695	649.1	1301	537.1	766.1	651.4	1299
37	605.8	701	656.9	1293	550.4	777.2	658.4	1292
38	616.2	707.8	664.6	1285	560.4	787.3	665.6	1284
39	626.5	715.1	672.5	1278	570.9	798.1	672.9	1277
40	635.1	723.3	680.5	1270	578.4	807	680.6	1269
41	647.6	730	686.3	1264	591.5	815.1	686.5	1264

Laguna Terraplén

Edades calculadas. E.C.Máx: Edad Calibrada Máxima (AP); E.C.Mím: Edad Calibrada Mínima (AP); E.C.Mediana: Edad Calibrada Mediana (AP). AD: Anno Domini. Prof: profundidad (cm).

Prof	68 % (1 σ)				95 % (2 σ)			
	E.C. Mím	E.C. Máx	E.C.Mediana	AD	E.C. Mím	E.C. Máx	E.C.Mediana	AD
0	Extracción del testigo			2013	Extracción del testigo			2013
1	-67.5	-60.1	-61.5	2012	-73.2	-57	-61.5	2012
2	-63.5	-58	-60.7	2011	-67	-55	-60.7	2011
3	Tefra Chaitén			2008	Tefra Chaitén			2008
4	-58	-51	-54.7	2005	-61.1	-46.2	-54.7	2005
5	-53.4	-40.9	-48	1998	-57.8	-29.6	-47.9	1998
6	-50.6	-29.4	-42.3	1992	-56.8	-8.1	-41.8	1992
7	-48.3	-17.6	-36.5	1987	-56.2	13.8	-35.8	1986
8	-46	-5.6	-30.9	1981	-55.8	36.3	-29.7	1980
9	-38.6	4.5	-21.8	1972	-50.4	43.8	-20.6	1971
10	-32.9	16	-13.1	1963	-47.4	53.9	-11.9	1962
11	-28.1	27.7	-5.1	1955	-44.8	67.4	-3.7	1954
12	-24	39.4	2.1	1948	-42.5	83.9	3.9	1946
13	-16.8	47.9	10.8	1939	-36	91.5	12.3	1938
14	-10	57	19.7	1930	-31.1	101.3	20.6	1929
15	-4.1	67.6	27.5	1923	-27.5	113.8	28.9	1921
16	0.7	78.5	35.2	1915	-23.7	128.7	36.5	1914
17	9.2	86.5	43.6	1906	-15.6	134.8	45.3	1905
18	16.5	95.4	52.8	1897	-10.1	141.5	54.3	1896
19	23.2	104.6	61.8	1888	-5.6	150.6	62.8	1887
20	28.8	115.1	69.9	1880	-1.1	163.4	71	1879
21	37.6	123.1	78.1	1872	6.3	169.4	79.1	1871
22	45.8	131	86.2	1864	12.5	176.7	87.7	1862
23	52.7	139.2	94.3	1856	17.5	185.7	95.8	1854
24	59	148.8	102.8	1847	22	196.4	103.9	1846
25	67.6	156.1	110.9	1839	31	201.8	111.6	1838
26	75.6	163.6	118.8	1831	38.6	209.1	119.8	1830
27	82.7	172.6	126.9	1823	44.1	218	128.1	1822
28	89.7	182.1	134.4	1816	49.4	228.5	136.2	1814
29	99.8	188.8	143.1	1807	58.3	232.6	144.8	1805
30	108.9	195.7	151.7	1798	65.4	238.5	153.5	1797
31	117.3	203.5	160.2	1790	71.3	245.2	161.6	1788

32	124.5	212.9	168.8	1781	76.3	254.9	169.2	1781
33	134.6	219.1	177.4	1773	89.1	259.3	177.6	1772
34	144.1	226.7	186.8	1763	98.1	265	186.4	1764
35	152.7	235.8	196	1754	105.5	272.4	194.6	1755
36	160	245.7	204.6	1745	111.8	280.8	202.6	1747
37	170	252	213.6	1736	123	284	211	1739
38	180	258.6	222.1	1728	132.5	288.2	220.1	1730
39	188.7	266.1	230.6	1719	139.5	293.5	228.6	1721
40	196.2	274.7	239.1	1711	144.7	300.4	237.2	1713
41	207.2	279.6	247.1	1703	159.7	303.1	245.7	1704
42	217.3	285.1	255.6	1694	173.4	306.7	254.2	1696
43	226.4	291.6	263.8	1686	182.5	311.2	263	1687
44	234.6	299.7	272.5	1678	189.7	318.4	271.9	1678
45	247.8	304.1	280.8	1669	206.4	320.6	280.3	1670
46	260.2	308.6	289.1	1661	220.5	323.4	288.7	1661
47	271.4	314.2	298.4	1652	231.5	326.8	297.5	1653
48	281	321.5	307.7	1642	240.9	333	306.6	1643
49	309.7	329.2	320.2	1630	296.5	342.5	319.9	1630
50	324.6	352.7	335.4	1615	315.6	370.6	336	1614
51	330.5	386	346.7	1603	320.7	425	348.3	1602
52	335.4	418.7	357.9	1592	323.5	481.4	360.7	1589
53	364.1	477.3	410.6	1539	342.7	550.2	416	1534
54	384.8	548.4	454.3	1496	353.1	663.8	459.9	1490
55	404.2	624.4	494.7	1455	360.3	789.2	500.4	1450
56	422.1	702.2	534.6	1415	367.7	919.2	541.2	1409
57	484.6	750.4	593.8	1356	411.6	950.2	605.4	1345
58	531.4	812.4	661.2	1289	438.8	984.1	670.4	1280
59	568.9	881.4	725.6	1224	462.4	1035.6	731	1219
60	602.6	959.7	783.3	1167	483	1117.5	786.7	1163

Laguna El Trébol

Edades calculadas. E.C.Máx: Edad Calibrada Máxima (AP); E.C.Mím: Edad Calibrada Mínima (AP); E.C.Mediana: Edad Calibrada Mediana (AP). AD: Anno Domini. Prof: profundidad (cm).

Prof	68 % (1 σ)				95 % (2 σ)			
	E.C. Mím	E.C. Máx	E.C.Mediana	AD	E.C. Mím	E.C. Máx	E.C.Mediana	AD
0	Extracción del testigo			2013	Extracción del testigo			2013
1	-64	-62	-63	2013	-66	-60	-63	2013
2	Tefra Cordón Caulle-Pueyehue			2011	Tefra Cordón Caulle-Pueyehue			2011
3	-61	-58	-59	2009	-62	-55	-59	2009
4	-59	-54	-57	2007	-60	-50	-57	2007
5	-52	-26	-42	1992	-57	2	-42	1992
6	-47	4	-29	1979	-56	59	-28	1978
7	-28	42	0	1950	-44	94	1	1949
8	-16	84	25	1925	-37	153	25	1925
9	10	115	54	1896	-19	181	56	1894

10	29	153	83	1867	-8	230	85	1865
11	57	183	114	1836	15	256	114	1836
12	79	222	144	1806	29	296	142	1808
13	110	249	173	1778	54	322	172	1778
14	134	283	201	1749	71	361	202	1749
15	165	311	230	1720	102	380	230	1720
16	190	343	259	1691	123	412	259	1691
17	223	371	287	1663	162	428	286	1664
18	249	404	315	1635	189	457	313	1637
19	281	430	338	1612	233	471	337	1613
20	310	462	361	1589	262	495	360	1590
21	337	483	385	1565	314	508	384	1566
22	359	509	412	1538	337	542	412	1539
23	377	528	439	1511	351	566	438	1512
24	392	546	468	1482	359	603	468	1482
25	413	566	490	1460	377	622	491	1459
26	431	586	513	1437	388	652	515	1435
27	454	607	534	1416	408	671	536	1414
28	473	629	556	1394	421	698	557	1394
29	496	649	577	1374	441	715	577	1373
30	515	672	597	1353	455	742	598	1352
31	538	691	617	1333	475	760	619	1331
32	557	713	638	1312	489	784	640	1310
33	580	732	659	1291	513	801	661	1289
34	600	754	680	1270	529	826	682	1268
35	623	772	701	1250	554	841	702	1248
36	644	794	722	1228	570	862	723	1227
37	667	812	743	1207	596	878	744	1206
38	687	835	765	1185	614	898	764	1186
39	711	851	785	1165	641	911	785	1165
40	731	871	806	1144	659	933	807	1143
41	757	889	827	1123	687	946	828	1122
42	779	910	849	1101	708	965	849	1101
43	805	926	870	1081	737	977	869	1081
44	827	946	891	1059	760	996	891	1060
45	854	961	911	1039	792	1009	910	1040
46	877	980	932	1018	814	1028	931	1019
47	905	994	951	999	853	1041	951	999
48	929	1013	972	978	879	1059	973	978
49	951	1033	993	958	901	1079	993	958
50	966	1059	1012	938	915	1112	1012	938
51	983	1082	1032	918	931	1140	1031	919
52	996	1108	1050	900	942	1178	1048	902
53	1013	1130	1069	882	958	1203	1068	882
54	1026	1155	1087	864	969	1240	1086	864
55	1045	1179	1107	843	985	1264	1106	844

56	1059	1206	1126	824	998	1297	1126	824
57	1078	1228	1147	803	1015	1323	1146	804
58	1094	1253	1167	783	1028	1356	1166	784
59	1112	1276	1188	762	1043	1379	1185	765
60	1128	1302	1207	743	1054	1411	1205	746
61	1146	1324	1228	722	1070	1435	1224	726
62	1161	1348	1247	703	1083	1467	1244	707
63	1180	1370	1267	683	1097	1489	1264	686
64	1194	1395	1287	664	1111	1517	1284	666
65	1213	1418	1307	643	1128	1539	1304	646

CAPÍTULO 5

RECONSTRUCCIÓN DE CAMBIOS CLIMÁTICOS Y AMBIENTALES EN BASE A QUIRONÓMIDOS ENCONTRADOS EN LA LAGUNA LA ZETA



5.1. INTRODUCCIÓN

La Laguna La Zeta ($42^{\circ}56'21,95''$ S - $71^{\circ}20'57,68''$ O; 769 m s.n.m.) se encuentra a 5 km de la ciudad de Esquel, dentro de la cuenca del Río Futaleufú. Posee una forma ovalada, de 10 m de profundidad promedio y ocupa 60 hectáreas pertenecientes a la Reserva Natural Urbana de Esquel (Araqué, 2015; Martínez Peck, 1994) (Fig. 5.1). La temperatura media anual es de 9°C y la precipitación media anual es de 560 mm (Cordon *et al.*, 1993). Se encuentra rodeada de pinos plantados en el año 1956 AD, aunque también hay sectores donde se conservan los bosques nativos de *Austrocedrus chilensis* (Ciprés), *Maytenus boaria* (Maitén), *Nothofagus* (Ñire, Coihue, Lenga), arbustos y pastizales, especies que reciben un tratamiento especial bajo el asesoramiento de una comisión de manejo (Araqué, 2015).

Desde la fundación de la ciudad de Esquel (1906 AD), esta zona se ha visto afectada antrópicamente. Es un sitio utilizado por los habitantes para la recreación controlada como por ejemplo navegación con kayak, pesca, avistaje de aves (existen más de 110 especies de aves), utilización de las playas, etc (Araqué, 2015) (Fig. 5.2).



Figura 5.1: Laguna La Zeta y ubicación de la ciudad de Esquel. Imagen tomada del Google Earth.



Figura 5.2: Fotografía de la Laguna La Zeta desde la costa.

5.1.1. Contexto geomorfológico

La Zeta se encuentra en una depresión intermorénica dentro del sistema de morenas terminales que corresponde al Último Máximo Glaciar (LGM, siglas en inglés), dentro del valle glaciario de la lengua Futalaufquen (Araqué, 2015) (Fig. 5.3 y 5.4). Esta laguna se formó tempranamente una vez comenzado el retiro de los hielos y, de acuerdo a su profundidad y características de la cuenca, probablemente contienen un registro completo de los cambios ambientales ocurridos en tiempos postglaciales. Schaebitz (1994) menciona que dicha zona estuvo cubierta por glaciares numerosas veces durante el Pleistoceno, ocurriendo la formación de la laguna durante la Última Glaciación (18000 años AP).

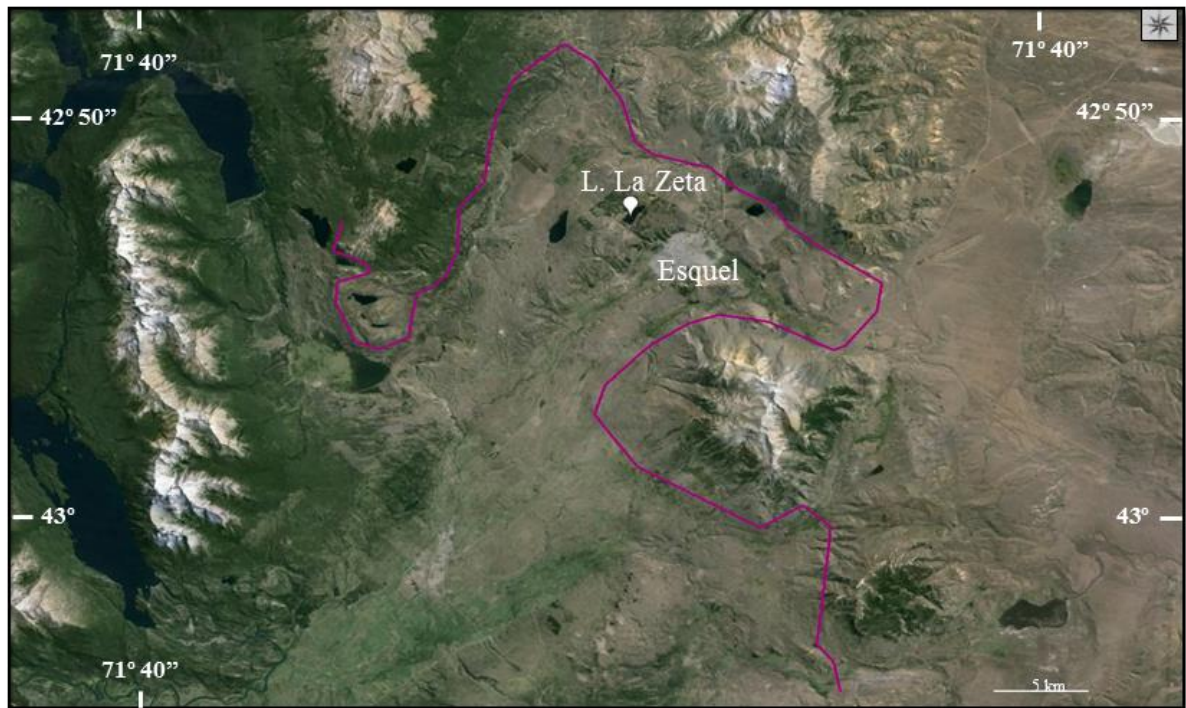


Figura 5.3: Se muestra la Laguna La Zeta. La línea fucsia marca el límite de la lengua Fudalufquen pertenecientes al Último Máximo Glaciar. Imagen tomada de Google Earth.



Figura 5.4: Cuenca de drenaje de la Laguna La Zeta señalada por la línea roja. Líneas punteadas celestes marcan los arroyos temporarios que se forman en épocas de lluvia. Arroyo seco es el único canal de desagüe de la laguna en épocas de lluvia (Arreveré, 2015). Imagen tomada del Google Earth.

5.2. RESULTADOS

En el testigo extraído de la Laguna La Zeta (Z11), se distinguieron 3 tefras, en los centímetros 16,6-17,2 (ZT1); 10,7-11,5 (ZT2) y 1,4-1,8 (ZT3; Tabla 5.1). La tefra inferior ZT1 presentó granos muy finos de color gris oscuro a negro, la tefra ZT2 está compuesta por una ceniza gruesa de color blanco amarillento y muy bajo contenido de matriz clástica y la tefra superior ZT3 se conformó por cenizas finas muy bien seleccionadas de color blanco, correspondiente al depósito de la erupción Chaitén 2008. Descripción geológica del testigo y dataciones se detalla en el capítulo 4.

Tabla 5.1: Tefras encontradas en el testigo de la laguna La Zeta (ZT1, ZT2 y ZT3) y centímetros datados (Z5, Z12, Z18 y Z41) con el modelado de edades basados en 1 σ (68 %) y 2 σ (95%) obtenidos con el paquete Bacon en el programa R. AD: Edad calendario (Anno Domini). AP: antes del presente.

ID	cm	Edad ^{14}C	Err or	Edad cal AP 68 %	Edad cal AD 68 %	Edad cal AD* 1 σ	Edad cal AP 95 %	Edad cal AD 95 %	Edad cal AD* 2 σ
ZT3	1,4-1,8					2008**			
Z5	5	>1950		-0,5-59	1950-1891	1992	-27-99	1977-1851	1917
ZT2	10,7-11,5			293-330	1657-1620	1640	278-350	1672-1600	1640
Z12	12	425	30	355-370	1595-1580	1588	344-379	1606-1571	1588
ZT1	16,6-17,2			409-506	1541-1444	1485	372-537	1578-1413	1484
Z18	18	495	25	418-523	1532-1427	1461	377-546	1573-1404	1461
Z41	41	720	30	648-730	1302-1220	1264	592-815	1358-1135	1264

* Edad calibrada por el modelo en Anno Domini. **Edad conocida

5.2.1. Materia Orgánica (MO)

La materia orgánica se infiere a partir del análisis de LOI 550°, la misma presentó variaciones entre 23 y 31 % a lo largo de todo el testigo, a excepción de los intervalos 18-19 cm y 12-13 cm donde se observaron sus valores mínimos de 6 %. Luego de las tefras ZT1 y ZT3 se observó una disminución del contenido de MO, contrariamente a lo que ocurrió luego en la tefra ZT2 donde se detectó un incremento de la MO (Fig. 5.5).

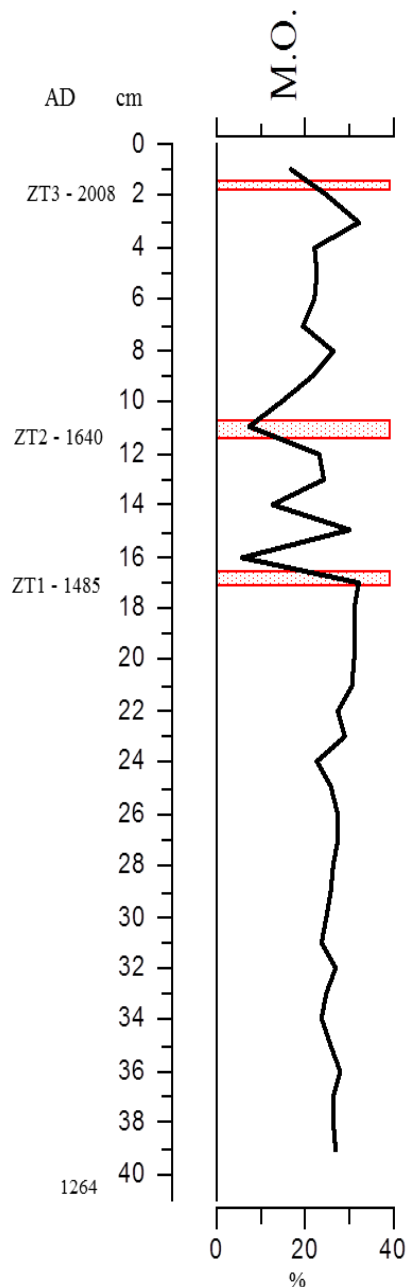


Figura 5.5: Materia Orgánica (MO) estimada a partir del LOI 550 del testigo de la laguna La Zeta. Franjas rojas marcan las tefras encontradas.

5.2.2. Quironómidos

Se encontraron un total de 2098 quironómidos, dicho ensamble estuvo representado por 17 morfogéneros, pertenecientes a las subfamilias Chironominae, Orthocladiinae, Tanypodinae y Podonominae (Tabla 5.2). La subfamilia Chironominae fue dominante a lo largo de todo el testigo, conformándose por 8 morfogéneros, seguida por la subfamilia Orthocladiinae con 5 morfogéneros, Tanypodinae con 3 morfogéneros y por último Podonominae con 1 morfogénero el cual se encontró solo en el intervalo 2-3 cm. Las características taxonómicas y ecológicas de cada morfogénero se detallan en el Apéndice I.

Tabla 5.2: Subfamilias y morfogénero encontradas en el testigo de la laguna La Zeta.

Chironominae	Orthoclaadiinae	Tanypodinae	Podonominae
<i>Chironomus</i>	<i>Cricotopus</i>	<i>Ablabesmyia</i>	<i>Parochlus</i>
<i>Dicrotendipes</i>	<i>Gymnometriocnemus</i>	<i>Alotanypus</i>	
<i>Glyptotendipes</i>	<i>Limnophyes</i>	<i>Apsectrotanypus</i>	
<i>Parachironomus</i>	<i>Parapsectrocladius</i>		
<i>Polypedilum</i>	<i>Smittia</i>		
<i>Tanytarsini 1A</i>			
<i>Tanytarsini 1B</i>			
<i>Paratanytarsus</i>			

En el análisis de agrupamiento, teniendo en cuenta los morfogénero y la profundidad del testigo, se identificaron dos grupos principales: grupo I entre 43 y 17 cm, grupo II entre 17 y 0 cm (Fig. 5.6). Los morfogéneros *Tanytarsini 1B* y *Cricotopus* presentaron altas abundancias a lo largo de todo el testigo. El grupo I se caracterizó por presentar mayores abundancias relativas de *Polypedilum*, *Chironomus* y *Glyptotendipes* (Fig. 5.6). Dicho grupo se subdividió en dos subgrupos, Ia y Ib, sin embargo dichos subgrupos no mostraron diferencias marcadas. El subgrupo Ia (43-21 cm) se caracterizó por la presencia de *Cricotopus*, *Chironomus*, *Alotanypus*, *Polypedilum* y *Limnophyes*. Y el subgrupo Ib (21-17 cm) se caracterizó por presentar *Cricotopus*, *Chironomus*, *Alotanypus*, *Parapsectrocladius* y *Polypedilum*. Mientras que en el grupo II se observaron las mayores abundancias relativas de *Parachironomus*, *Dicrotendipes*, *Parochlus* y *Apsectrocladius*. Este grupo se subdividió en dos subgrupos, subgrupo IIa (17-6 cm) y subgrupo IIb (6-0 cm). El subgrupo IIa presentó dominancia de *Cricotopus*, *Chironomus*, *Ablabesmyia*, *Limnophyes*, *Parapsectrocladius* y *Polypedilum*. El subgrupo IIb se caracterizó por la presencia de *Cricotopus*, *Ablabesmyia*, *Apsectrotanypus*, *Alotanypus*, *Chironomus*, *Parachironomus*, *Paratanytarsus* y *Parochlus*.

El número total de individuos a lo largo del testigo varió entre 105 individuos a los 15 cm y 23 individuos a los 17 cm. Los morfogéneros más importantes fueron *Tanytarsini 1B* (abundancia relativa total de 69 %), seguido por *Cricotopus* (abundancia relativa total de 9 %) y *Chironomus* (abundancia relativa total 6 %). Por otro lado los morfogéneros con abundancias relativas totales menores a 1 % fueron *Dicrotendipes*, *Glyptotendipes*, *Gymnometriocnemus*, *Smittia*, *Paratanytarsus* y *Parochlus*.

Al analizar las variaciones en las abundancias relativas de los distintos morfogéneros a lo largo del testigo (Fig. 5.7) podemos observar que:

Tanytarsini 1B fue el morfogénero con mayor abundancia a lo largo de todo el testigo, con un 69 % del total de los individuos y con un promedio de 34 individuos por centímetro. Su abundancia relativa mostró variaciones entre el 60 y el 80 %, a excepción del intervalo 19-20 cm y 3-4 cm donde su abundancia relativa descendió hasta un 40 %.

Cricotopus fue el morfogénero dominante luego de *Tanytarsini* 1B, con abundancias relativas que variaron entre el 1 % y el 23 %. Presentó variaciones cíclicas, con períodos de bajas abundancias relativas, rondando el 2 % a los 41-42 cm, 29-30 cm y 26-27 cm; y períodos con sus máximas abundancias relativas, entre el 13 y 23 %, a los 36-37 cm, 28-29 cm y 21-22 cm. A partir de los 22 cm sus variaciones fueron menos evidentes.

Chironomus presentó abundancias relativas altas desde los 43 cm hasta los 25 cm (entre 10 y 18 %), luego, desde los 25 cm hacia la parte superior del testigo disminuyó mostrando pequeñas oscilaciones con abundancias relativas entre 3 y 7 %.

Alotanypus mostró abundancias relativas entre 5 y 9 % desde la base del testigo hasta los 37 cm, a partir de donde presentó abundancias relativas del 2 % aproximadamente hasta los 19 cm donde mostró un pico de 9 % y a los 17 cm de 13 %, para luego descender a 2-5 % hasta los 3 cm donde se produjo un pico que alcanzó el 24 % de la abundancia relativa. Por otro lado se observó que *Alotanypus* presentó variaciones similares a las observadas en la curva de la MO, uno de los picos más evidentes fue en el intervalo 3-4 cm.

Ablabesmyia presentó un comportamiento similar al de *Alotanypus*, con abundancias relativas de entre 2 y 4 % en los 32 cm inferiores del testigo, a partir de los cuales presentó picos aislados con abundancias relativas de entre 5 y 16 %.

Limnophyes estuvo presente en los intervalos 42-39 cm, 20-9 cm y 5-3 cm, con abundancias relativas de entre 5 y 9 %.

Polypedilum se registró mayormente en el intervalo 35-19 cm, con abundancias relativas que variaron entre 2 y 9 %.

Parapsectrocladius, *Parachironomus*, *Paratanytarsus*, *Tanytarsini* 1A y *Glyptotendipes* tuvieron apariciones aisladas con abundancias relativas en el orden del 5 %.

Parochlus solo se lo encontró en el intervalo 2-3 cm, coincidente con el pico de mayor abundancia relativa de *Parachironomus* (14 %).

El porcentaje de morfogéneros profundos, es decir, que habitan en las profundidades de los lagos, se mantuvo elevado a lo largo de todo el testigo, presentando variaciones en la abundancia relativa entre el 59 y 93 %. Los morfogéneros más importantes fueron

Tanytarsini, *Chironomus* y *Alotanypus*. La abundancia relativa total de los morfogéneros litorales rondaron entre el 7 y 40 % y el morfogénero litoral más abundante fue *Cricotopus*.

Tanto la diversidad (H) como la riqueza (S) de los morfogéneros mostraron variaciones continuas a lo largo de todo el testigo con un incremento general desde la base del testigo hasta la sección superior del mismo (H varía entre 0,6 hasta 1,8; S varía entre 23 y 105) (Fig. 5.7 y 5.8).

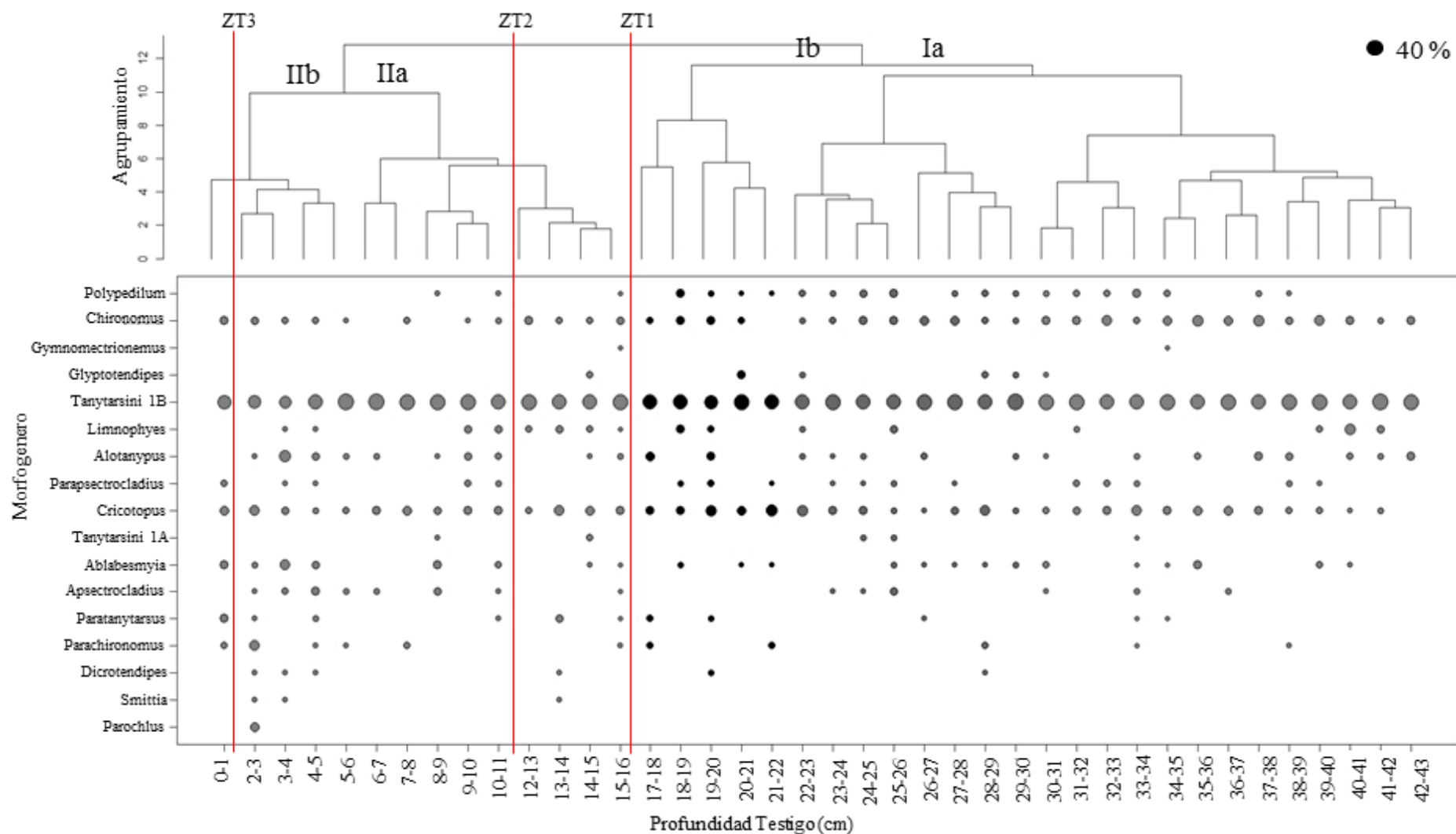


Figura 5.6: Análisis de agrupamiento y proporciones de los morfógeneros encontrados a lo largo del testigo de la laguna La Zeta. La abundancia de cada morfógenero en los centímetros muestreados se encuentra indicada por una escala de símbolos (burbujas) de modo de visualizar la distribución de los morfógeneros lo largo de todo el testigo. Ia, Ib, IIa y IIb son los grupos identificados. Líneas rojas marcan las tefras encontradas.

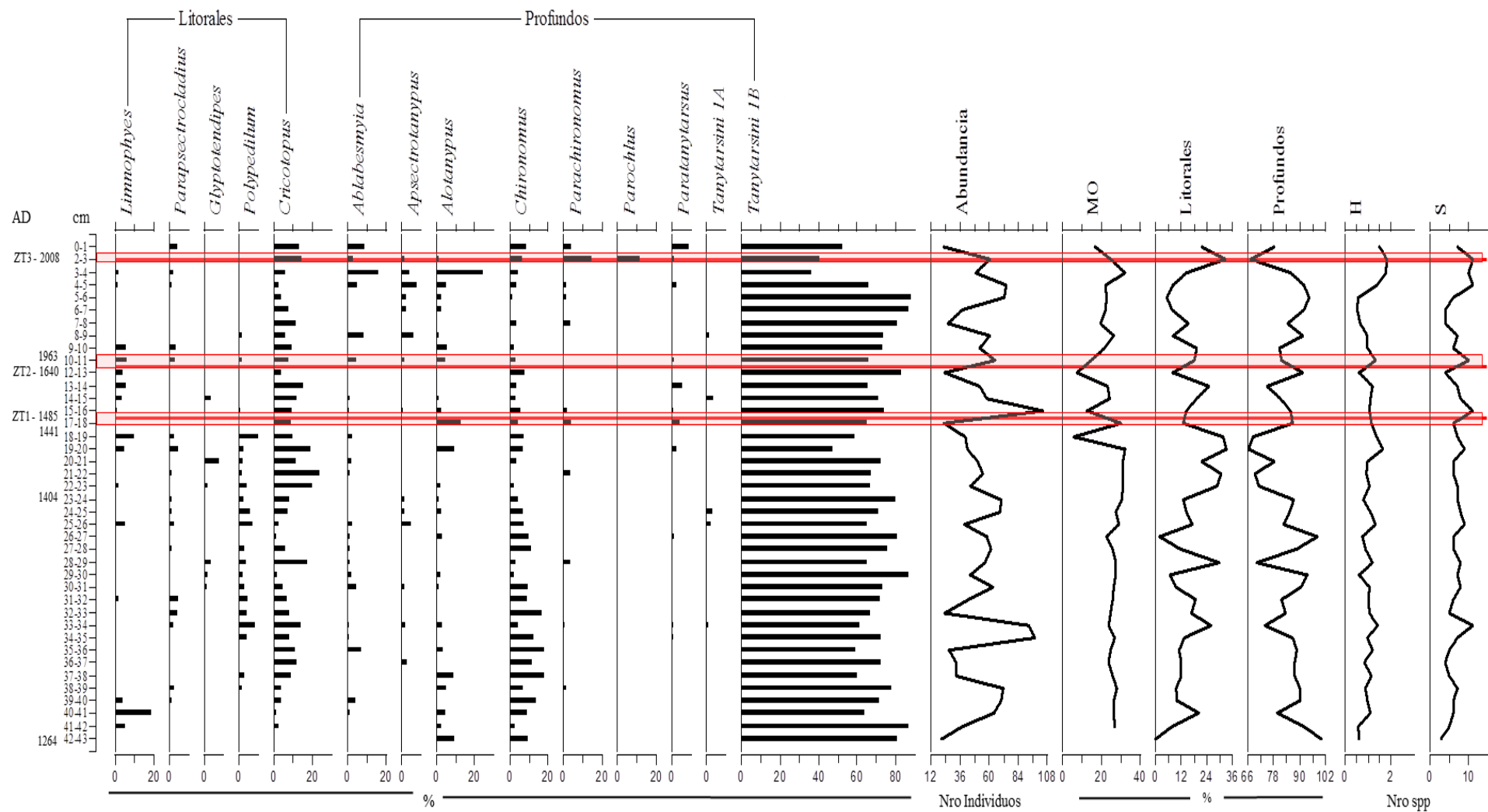


Figura 5.7: Abundancias relativas de quironómidos (> 1 %) agrupados según su hábitat encontrados en la laguna La Zeta. MO: Materia Orgánica; H: Índice de Diversidad; S: Riqueza (número de morfogéneros); Nro de individuos encontrados en los 4 gr analizados. Franjas rojas marcan las tefras encontradas.

5.2.3. Análisis estadísticos

Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA)

En la curva de DCA se graficaron los puntajes de las especies en relación a la profundidad, lo que se tomó como interpretación de variaciones a través del tiempo. El DCA1 se mantuvo relativamente constante a lo largo de todo el testigo, con pequeñas variaciones entre los 20 y 12 cm y un pico a los 5-6 cm, donde tuvo su valor más alto, incrementando de 0,05 a 0,84 (Fig. 5.9). Por otro lado los scores del DCA2 muestran un comportamiento más irregular, con un leve decrecimiento general desde la base del testigo hacia la parte superior, mostrando su valor más alto a los 40-41 cm (DCA 0,53) y su valor más bajo a los 2-3 cm (DCA -0,33). Se observaron descensos marcados a los 28-29 cm, 20-21 cm, 14-15 cm, 8-9 cm y 2-3 cm (Fig. 5.8). Asimismo no se observaron cambios significativos de los DCA en las zonas de las tefras.

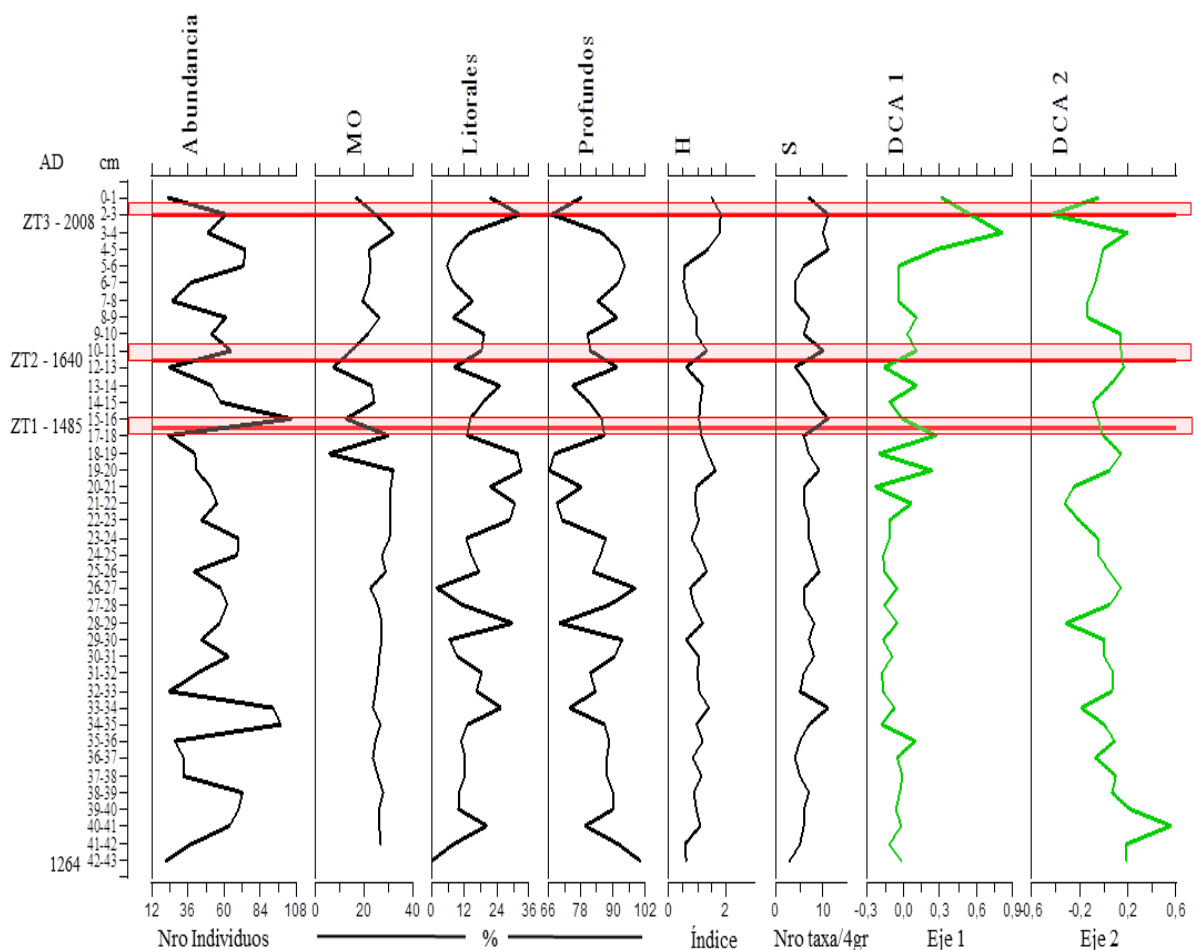


Figura 5.8: Resultados del DCA para la laguna La Zeta. Abundancia: número de individuos de quironómidos encontrados en la laguna La Zeta. MO: Materia Orgánica (LOI 550°); H: Índice de Diversidad; S: Riqueza (número de especies); líneas rojas: tefras. Ejes 1 y 2 del DCA. Eigenvalues: DCA1: 0,1084; DCA2: 0,08292

En la Fig. 5.9 se grafican los puntajes de DCA de las muestras (Fig. 5.9a) y morfogénero (Fig. 5.9b). En el gráfico de las muestras, unidas cronológicamente por una línea, surgió un leve desplazamiento de las muestras a lo largo del eje2, de izquierda a derecha. En la Fig. 5.9b se distingue la predominancia de las morfogénero que habitan en la zona litoral tales como *Limnophyes*, *Polypedilum* y *Parapsectrocladius* (cuadrante izquierdo), por otro lado se observan morfogénero profundos y predadores como ser *Apsectrocladius* y *Ablabesmyia* (cuadrante derecho). En cuanto a la MO se observa una asociación con el eje1 del DCA.

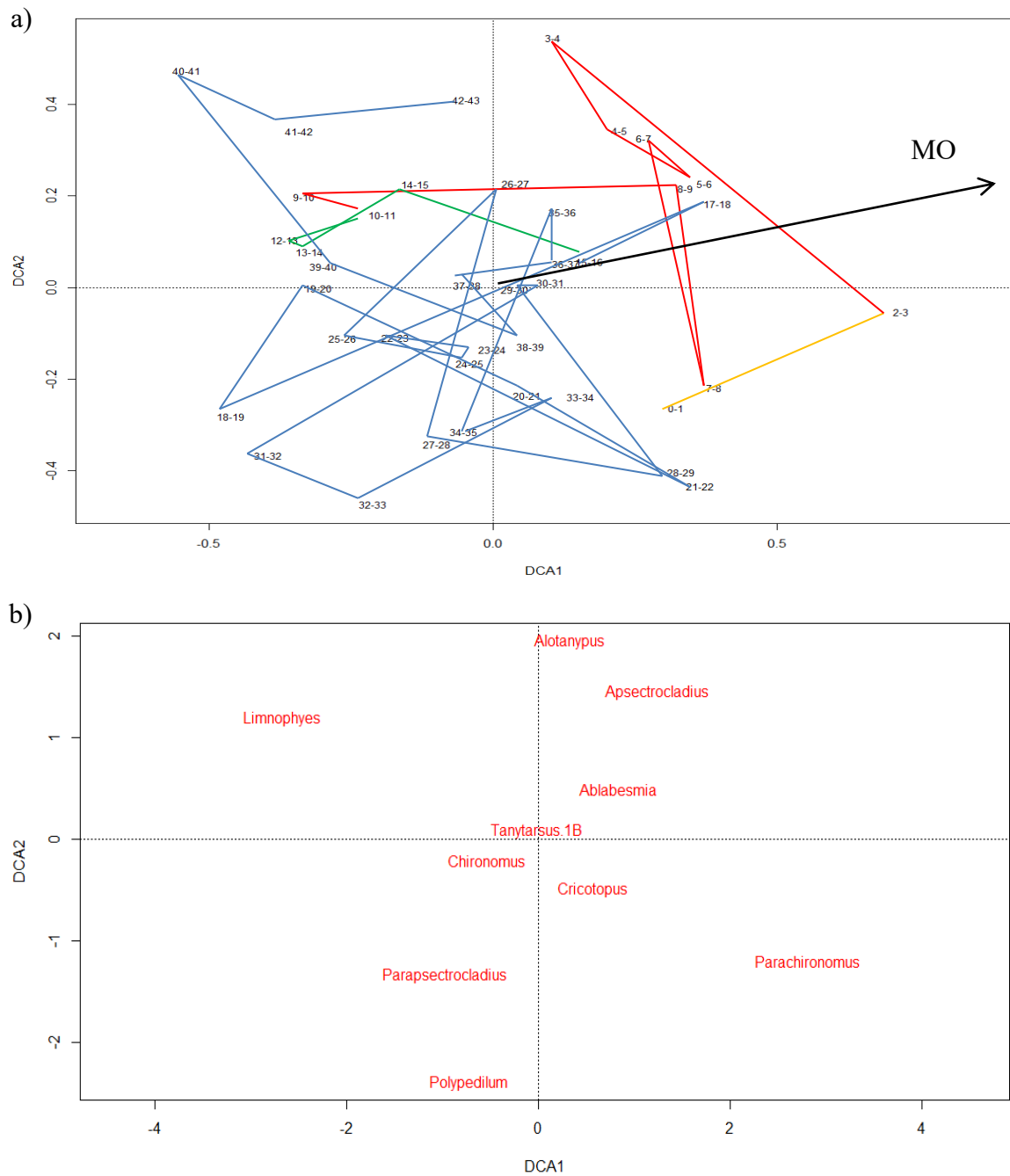


Figura 5.9: Scors para la laguna La Zeta. a) DCA mostrando los centímetros a lo largo del testigo. Las muestras se unieron cronológicamente mediante líneas. Línea azul: base del testigo hasta T1; Línea verde: desde T1 hasta T2; Línea roja: desde T2 hasta T3; Línea amarilla: desde T3 hasta la superficie. b) morfogéneros con abundancias relativas > 1 %. Eigenvalues: DCA:

0,1084; DCA2: 0,8292

En cuanto a la relación entre los quironómidos y las tefras se encontró que luego de la tefra ZT1 hubo un gran incremento en el número de individuos y en la riqueza del ensamble, así como un aumento de los morfogéneros litorales y una disminución de los morfogéneros profundos. Por otro lado aparecieron morfogéneros como ser *Limnophyes* y *Apsectrotanypus*, y disminuyeron las abundancias relativas de *Alotanypus*, *Parachironomus* y *Paratanytarsus*.

Luego de la tefra ZT2 se observó un incremento en el número de individuos, de la riqueza del ensamble, la MO y comenzaron a incrementar gradualmente los morfogéneros litorales. Aparecieron morfogéneros como *Ablabesmyia*, *Alotanypus*, *Apsectrotanypus*, *Parapsectrocladius* y *Polypedilum*, al mismo tiempo que los morfogéneros litorales como ser *Limnophyes* y *Cricotopus* aumentaron sus abundancias relativas (Fig. 5.7).

No se tuvieron muestras suficientes luego de la tefra ZT3 como para interpretar adecuadamente los cambios, sin embargo se vio un marcado descenso en el número de individuos, en el porcentaje de MO y morfogéneros litorales (Fig. 5.7). Por otro lado, previo a ZT3, predominaban morfogéneros que habitan en zonas profundas, como *Alotanypus*, *Ablabesmyia*, *Apsectrotanypus* y *Parochlus*, mientras que luego de la ZT3 desaparecieron *Alotanypus* y *Apsectrotanypus*, aumentaron *Ablabesmyia* y *Chironomus*, y se volvieron dominantes los morfogéneros que habitan en zonas litorales, como *Cricotopus*, *Parachironomus* y *Parapsectrocladius* (Fig. 5.7).

Chironomus mostró comportamientos múltiples en relación a las tres tefras encontradas. Mantuvo su abundancia relativa luego de la ZT1; contrariamente a lo ocurrido luego de ZT2, donde disminuyó su abundancia relativa; mientras que luego de ZT3 desapareció completamente (Fig. 5.7).

Limnophyes estuvo ausente y apareció luego de la caída de ZT1, manteniendo su abundancia relativa después del impacto de T2; mientras que por otro lado no se observó un comportamiento evidente ni antes ni después de la tefra T3 (Fig. 5.7).

Cricotopus se mantuvo con la misma abundancia relativa pre y post T1 y T3, y presentó un leve incremento en su abundancia relativa luego de T2 (Fig. 5.7).

Ablabesmyia aumentó su abundancia relativa luego de las tefras, sobre todo luego de T2 y T3 (Fig. 5.7).

5.3. DISCUSIÓN

5.3.1. Efecto de factores ambientales sobre las comunidades de quironómidos

Se observa una gran dominancia del morfogénero *Tanytarsini* 1B a lo largo de todo el testigo con abundancias relativas de entre 60 y 80 %, seguido por el morfogénero profundo *Chironomus* y el morfogénero litoral *Cricotopus*. Entre el año 1404 AD y 1441 AD (22 y 19 cm) el aumento de los morfogéneros relacionados con aguas poco profundas (litorales) como *Cricotopus* y *Polypedilum* (Massaferro *et al.*, 2013; Chen *et al.*, 2014), y la disminución de morfogéneros profundos como *Tanytarsini* 1B, estarían indicando un descenso en el nivel de las aguas y, consecuentemente, transporte de material litoral hacia la zona central del lago. La variación en la profundidad del lago es uno de los factores con mayor impacto sobre las comunidades litorales, ya que esta variación modifica la composición de los sedimentos y la vegetación litoral, cambiando las condiciones donde vive la fauna litoral (Hofmann, 1998; Korhola *et al.*, 2000, Massaferro y Brooks, 2002; Marcheto *et al.*, 2004). Más aun, los morfogéneros *Cricotopus* y *Limnophyes*, usualmente asociados a macrófitas (Brodin, 1986), indicarían un incremento en la abundancia de las mismas (Brooks *et al.*, 2007), corroborado por el aumento de MO. Posteriormente, y hasta la actualidad, el incremento de *Limnophyes*, morfogénero indicador de variaciones de nivel de agua por estar presente en ambientes litorales, semiterrestres o terrestres (Kansanen, 1985; Cranston *et al.*, 1983; Massaferro y Brooks, 2002; Laprida *et al.*, 2014), y la presencia de *Polypedilum*, también asociado a ambientes litorales (Brooks *et al.*, 2007), aguas poco profundas (Massaferro *et al.*, 2013; Chen *et al.*, 2014) y resistente a sequías (Armitage *et al.*, 1995), indicarían un descenso del nivel de agua de la laguna, posiblemente dado por un período aún más seco, con mayores temperaturas y mayor evaporación.

Por otro lado, en la parte superior del testigo, entre el año 1963 AD (10 cm) y la parte superior del testigo (2011 AD), se observa un cambio trófico del medio, inferido por el incremento de los morfogéneros típicos de ambientes productivos como *Ablabesmyia*, *Apsectrotanypus*, *Alotanypus* y *Parachironomus* (Cranston, 2010), con un consecuente aumento de diversidad y riqueza de quironómidos. Esto podría estar relacionado con la siembra de truchas fontinalis (*Salvenius fontinalis*) y trucha arco iris (*Oncorhynchus mykiss*) en el año 1966 hasta el 2008 (Szulkin, 2003) para incentivar la pesca deportiva.

A lo largo de todo el testigo se observan que las variaciones de *Alotanypus* podrían estar relacionadas a los niveles de productividad ya que desaparece cuando la MO es muy baja, y sus abundancias relativas aumentan drásticamente cuando la MO es alta.

5.3.2. Efecto de las tefras en las comunidades de quironómidos

No se registra un patrón claro en cuanto a las respuestas del ensamble de quironómidos frente a las diferentes tefras. Esto podría deberse a las diferencias en la composición de las cenizas volcánicas y/o a la cercanía de la laguna al volcán, lo cual estaría generando un impacto en forma directa o por arrastre de escorrentía. Se detectan indicios del impacto de la caída de cenizas en la disminución de la abundancia relativa de morfogéneros como *Alotanypus*, *Cricotopus*, *Polypedilum* y *Parapsectrocladius*, sin embargo, no se pudo distinguir si el impacto se debe a razones mecánicas, sepultándolos como lo observaron Araneda *et al.* (2007) en su trabajo, o si se debe a razones químicas proporcionadas por la tefra (cambios en el pH, salinidad, etc.), o bien por otras razones, como cambios en la temperatura y/o precipitaciones. Un ejemplo de esto sería la disminución de *Polypedilum*, morfogénero asociado con aguas poco profundas (Massaferro *et al.*, 2013; Chen *et al.*, 2014), lo cual estaría indicando un incremento en los niveles de aguas y por lo tanto, un período más húmedo.

En líneas generales, posteriormente a los niveles de las tefras ZT1 y ZT2 se observa un incremento en el número de individuos, mientras que luego de la tefra ZT3 no se observa ningún cambio en los ensambles de quironómidos (Fig. 5.7). Esta diferencia en la respuesta de los ensambles a dos tefras provenientes del mismo volcán (ZT2 y ZT3 del volcán Chaitén), demuestra que el comportamiento de las comunidades luego de un evento volcánico es variable y depende de factores no relacionados con el origen y composición de la tefra, como por ejemplo la velocidad de depositación de la tefra (repentina, sepultando a la fauna o paulatinamente, permitiendo su movilidad hacia la superficie), dirección en la cual es transportada por el viento (posicionando el centro de la pluma con las mayores proporciones de ceniza sobre el cuerpo de agua o solo los márgenes), etc.

Luego de la tefra ZT1, hay un gran incremento en el número de individuos, sin embargo no es claro si se debe al efecto de la tefra o a cambios en la productividad del sistema; Modenutti *et al.* (2015) menciona una relación entre la disminución de rayos solares por la presencia de tefra en la columna de agua, y un gran incremento en la biomasa del fitoplancton, por lo que el incremento en el número de individuos podría deberse a una mayor disponibilidad de alimento para los quironómidos. Por otro lado, la aparición de *Limnophyes* luego de la tefra ZT1 coincide con lo propuesto por Araneda *et al.* (2007), quienes distinguen la existencia de un aumento de este morfogénero litoral luego de la presencia de una tefra. Sin embargo, en nuestro estudio, no se observa el mismo comportamiento de dicho morfogénero después de la tefra ZT2 (Chaitén 1640 AD), en donde la abundancia relativa pre y postefra

son similares; ni luego en la ZT3 (Chaitén 2008 AD), en donde no se encuentran individuos antes ni después de la tefra. Por esta razón, en este estudio, se podría decir que la aparición del morfógeno semiterrestre *Limnophyes* (Kansanen, 1985; Cranston et al., 1983) luego de ZT1 podría estar relacionada con factores ambientales y no por impacto de la tefra.

La tefra ZT2 no muestra un fuerte impacto sobre la comunidad de quironómidos, ya que posteriormente a su depositación, se observa un incremento en el número de quironómidos y del morfógeno litoral asociado a macrófitas *Cricotopus* (Brooks et al., 2007), lo que sugiere que su presencia en la zona profunda fue por arrastre de los mismos hacia el centro del lago, posiblemente junto con la ceniza.

Luego de ZT3, se observa un marcado decrecimiento en el número de quironómidos, excepto por el aumento de *Ablabesmyia*, lo que estaría indicando que la deposición de cenizas de grano fino no afectaría su desarrollo (Araneda et al., 2007). En la Fig. 10a puede observarse que luego de la tefra (línea amarilla) hay una marcada disminución de la MO. Por otro lado, la presencia de morfógenos profundos, como *Alotanypus*, *Apsectrotanypus*, *Parachironomus* y *Parochlus*, previo a la ZT3, y la posterior disminución de sus abundancias relativas luego de la tefra, indicaría una posible dilución de la matriz por el ingreso de materia inorgánica, disminuyendo el alimento, además de generar un efecto mecánico de dicha tefra, sepultando los morfógenos presentes en el fondo del lago. Los macroinvertebrados que habitan las zonas profundas de los lagos están adaptados a sedimentos finos y orgánicos (van Hardenbroek et al., 2011), con lo que el incremento del tamaño de las partículas (tefra) generaría un ambiente no propicio para los morfógenos profundos. Sin embargo, en el ambiente litoral, el material presente es de mayor tamaño (sedimento grueso, hojas, troncos; van Hardenbroek et al., 2011), por lo que la tefra generaría un ambiente propicio para morfógenos litorales, como *Parapsectrocladius*,

5.4. CONCLUSIONES

Las diversas variaciones encontradas en los ensambles de quironómidos en la laguna La Zeta, reflejan cambios ambientales ocurridos en el área en los últimos 700 años. Desde el año 1404 AD hasta 1441 AD, se observa un período con niveles de agua relativamente bajos, con el aumento de morfogéneros litorales, *Cricotopus* y *Polypedilum*, y la disminución de morfogéneros profundos como *Tanytarsini* 1B. La presencia de morfogéneros litorales y el descenso de los morfogéneros profundos en la zona central de la laguna indicarían una reducción de la profundidad de la laguna, razón por la cual se encuentran morfogéneros litorales en el centro de la laguna. Este tipo de ensamble reflejaría un clima seco con temperaturas posiblemente altas y por lo tanto, un nivel de agua bajo. Actualmente, la gran abundancia de macrófitas presentes está relacionada a los incrementos de *Cricotopus* y *Limnophyes* en las muestras superficiales analizadas. Estos morfogéneros son típicos de zonas vegetadas con altos porcentajes de MO.

Se observa una posible relación positiva entre *Alotanypus* y las concentraciones de MO, y por lo tanto con los niveles de productividad del sistema. *Alotanypus* es un morfogénero predominante en las zonas litorales, pantanosas e inclusive se encuentra en tierra seca.

En cuanto al efecto de la caída de las cenizas volcánicas sobre los quironómidos, si bien es poco evidente, se observan algunas variaciones en morfogéneros particulares. Por ejemplo, la presencia de *Limnophyes* después de ZT1 (1485 AD) podría deberse a factores ambientales y no por impacto de la tefra, debido a un clima seco observado desde el año 1440 AD hasta la actualidad. Este es el único caso en el cual se observa un aumento de este morfogénero luego de la caída de una tefra. Luego de las tefras ZT2 y ZT3 *Limnophyes* no registra ningún cambio. Es probable que la composición de grano fino de la tefra ZT3 haya provocado una dilución del sedimento y una consecuente disminución en el número de individuos, especialmente de ciertos morfogéneros profundos como *Apsectrotanypus*, *Alotanypus*, *Parachironomus* y *Parochlus* y el aumento de *Ablabesmyia*, el cual no se ve afectado por las tefras de grano fino.

CAPÍTULO 6

RECONSTRUCCIÓN DE CAMBIOS CLIMÁTICOS Y AMBIENTALES EN BASE A QUIRONÓMIDOS ENCONTRADOS EN LA LAGUNA TERRAPLÉN



6.1. INTRODUCCIÓN

La Laguna Terraplén ($42^{\circ}58' 59.02''\text{S}$ - $71^{\circ}30' 56.58''\text{O}$, 599 m s.n.m.) se encuentra a 19 km de la ciudad de Esquel, dentro de la Cuenca del Río Futaleufú, y posee una superficie de 2.3 km^2 (Fig. 6.1). La laguna tiene una profundidad máxima de 11 m y se alimenta de pequeños arroyos temporarios de las colinas de los alrededores. La temperatura media anual de 9°C y la precipitación media anual de 560 mm (Cordon *et al.*, 1993). Se encuentra rodeada de plantaciones de pinos y arbustos nativos. Presenta una gran variedad de aves, unas 10 especies (Nores y Serra, 2005) y una gran población de peces nativos, como puyen chico (*Galaxias maculatus*), puyen grande (*Galaxias platei*), perca o trucha criolla (*Percichthys trucha*), pejerrey patagónico (*Odontesthes hatcheri*), y exóticos, como trucha arcoíris (*Oncorhynchus mykiss*), trucha marrón (*Salmo trutta*), trucha de arroyo (*Salvalinus fontinalis*). Por dichas razones se practica avistaje de aves y pesca deportiva, sin embargo el acceso es restringido, por estar dentro de propiedad privada (Fig. 6.2).

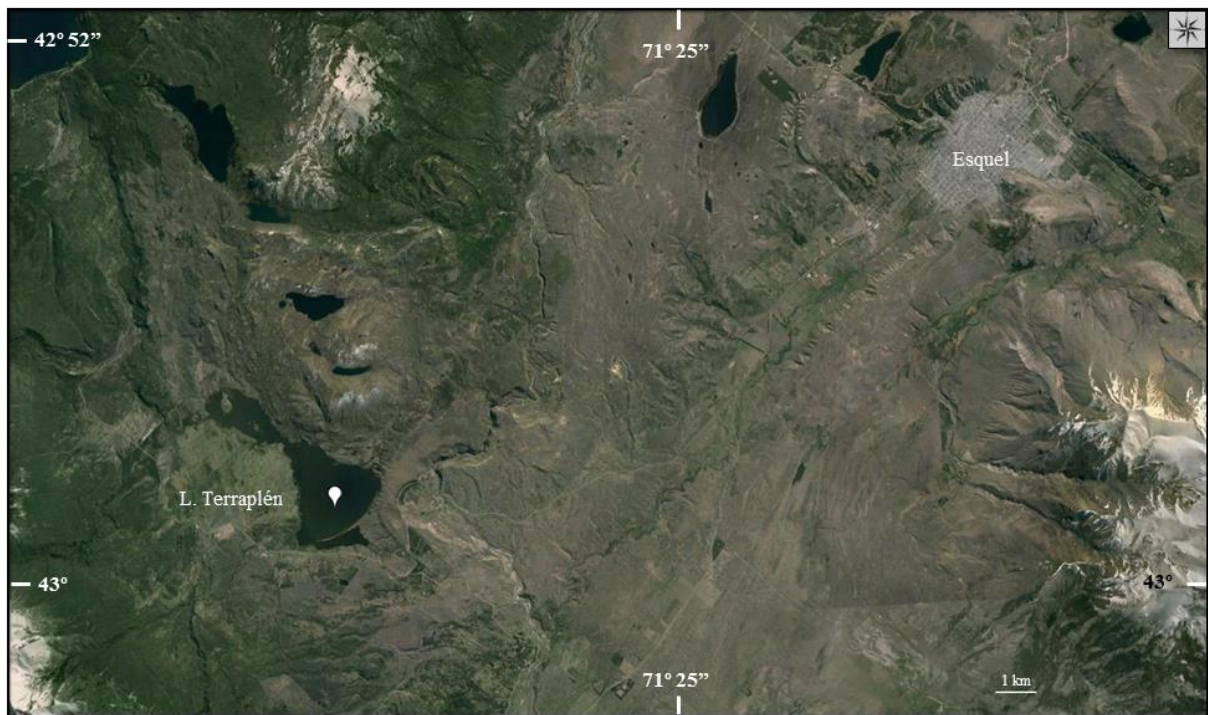


Figura 6.1: Laguna Terraplén. Imagen tomada del Google Earth.

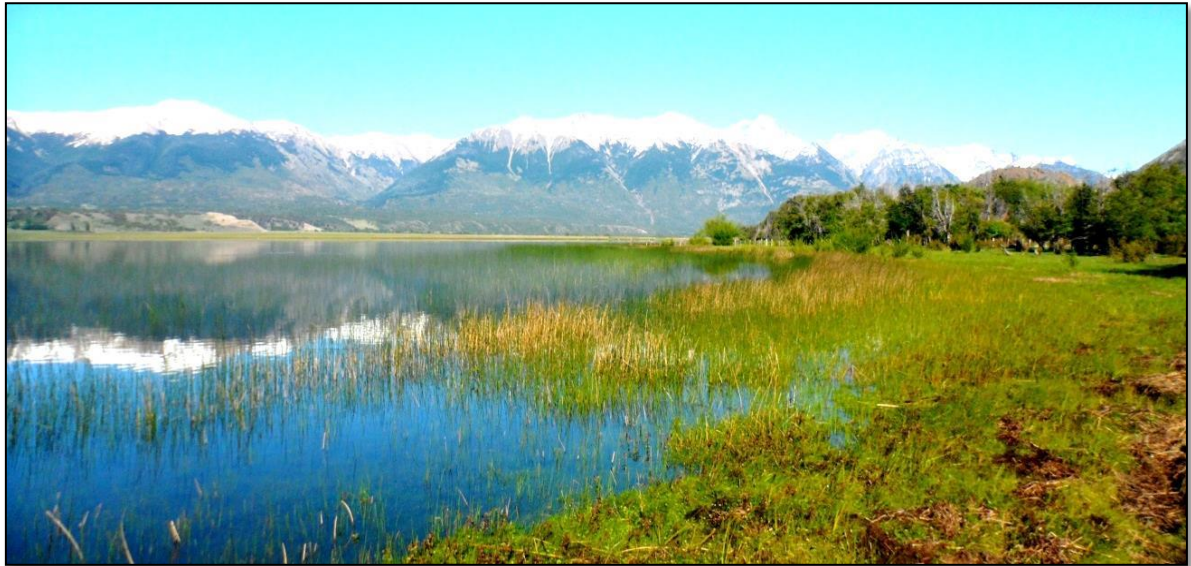


Figura 6.2: Fotografía de la Laguna Terraplén desde la costa.

6.1.1. Contexto geomorfológico

La Laguna Terraplén se encuentra dentro de la Cuenca del Río Futaleufú, en el fondo del valle glaciario de la lengua Futalaufquen de la última Gran Glaciación (LGM por sus siglas en inglés), endicada por depósitos morénicos de retroceso o derivados de un reavance posterior, a unos 20 km de la morena terminal ubicada valle arriba (Fig. 6.3). Si bien no hay dataciones que indiquen una edad precisa para el origen de esta morena o de la laguna, la información regional sugiere que estas geoformas son de edad pre-Holocena, ya sea que corresponda a una posición estable durante el retroceso temprano posterior al LGM o a un reavance del hielo correspondiente al enfriamiento producido por la reversión antártica (o Huelmo- Mascardi Cold Reversal; Hajdas *et al.*, 2003) anterior a los 11,5 ka AP. Esta morena de retroceso y la topografía del fondo de valle demarcan la cuenca de la laguna (Fig. 6.4).

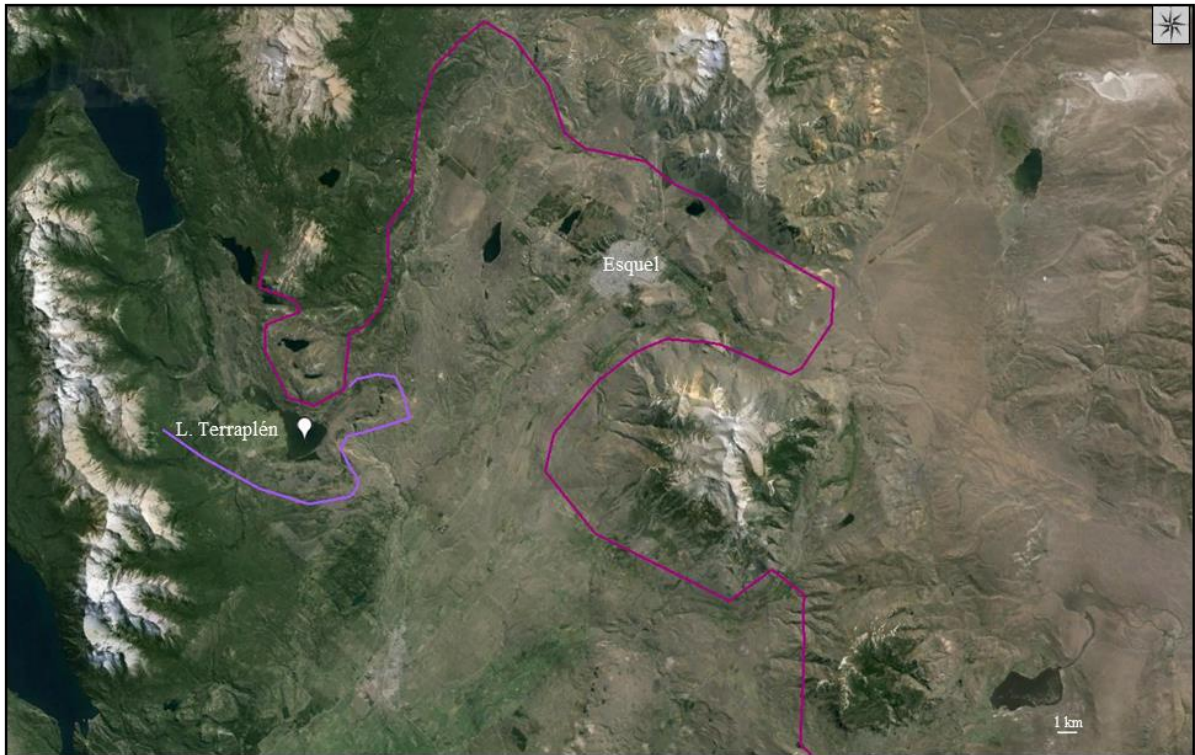


Figura 6.3: Se muestra la Laguna Terraplén. La línea lila marca los depósitos morénicos de retroceso, pertenecientes a la lengua del Futralufquen. La línea fucsia marca el límite de la lengua Futralufquen pertenecientes a la Última Gran Glaciación. Imagen tomada del Google Earth.



Figura 6.4: Cuenca de drenaje de la Laguna Terraplén (línea roja). La estrella marca el punto de extracción del testigo. Imagen tomada del Google Earth.

6.2. RESULTADOS

El 25 de Noviembre del 2013 se extrajo el testigo de la Laguna Terraplén (Ter13), a los 10 m de profundidad en el centro del lago. Se identificaron cuatro niveles de tefras (Tabla 6.1): 2,4-2,7 cm (TerT4); 48-49 cm (TerT3) y 55-57 cm (TerT2). Detalle de la descripción del testigo y dataciones en el capítulo 4. Sin embargo para este estudio se analizaron los primeros 60 cm del mismo, abarcando 783 años antes del presente.

Tabla 6.1: Tefras encontradas en el testigo de la laguna Terraplén (TerT1, TerT2, TerT3 y TerT4) y centímetros datados (Ter49, Ter69 y Ter100) con el modelado de edades basados en 1σ (68 %) y 2σ (95%) obtenidos con el paquete Bacon en el programa R. Edad calendario AD: Anno Domini; AP: antes del presente.

ID	Cm	Edad ¹⁴ C	Er ror	Edad cal AP 68 %	Edad cal AD 68 %	Edad cal AD* 1σ	Edad cal AP 95 %	Edad cal AD 95 %	Edad cal AD* 2σ
TerT4	2,4-2,7			-60-(-55)	2010-2005	2008**	-63-(-52)	2013-2002	2008**
TerT3	48-49			281-322	1669-1628	1642	241-333	1709-1617	1643
Ter49	49,2-49,6	220	30	310-329	1640-1621	1630	296-342	1654-1608	1630
TerT2	55-57			485-750	1465-1200	1356	412-950	1538-1000	1345
Ter69	69-69,4	1420	30	1185-1321	765-629	690	1048-1349	902-601	693
Ter100	100-100,4	1860	30	1711-1813	239-137	188	1629-1875	321-75	188

* Edad calibrada por el modelo en Anno Domini. **Edad conocida

6.2.1. Materia Orgánica (MO)

La MO mostró un leve incremento desde la base del testigo hasta la parte superior del mismo, aumentando desde 4 a 36 %. A los 2 cm (ca. 2008 AD) se observó un gran descenso, con una pronta recuperación (Fig. 6.5).

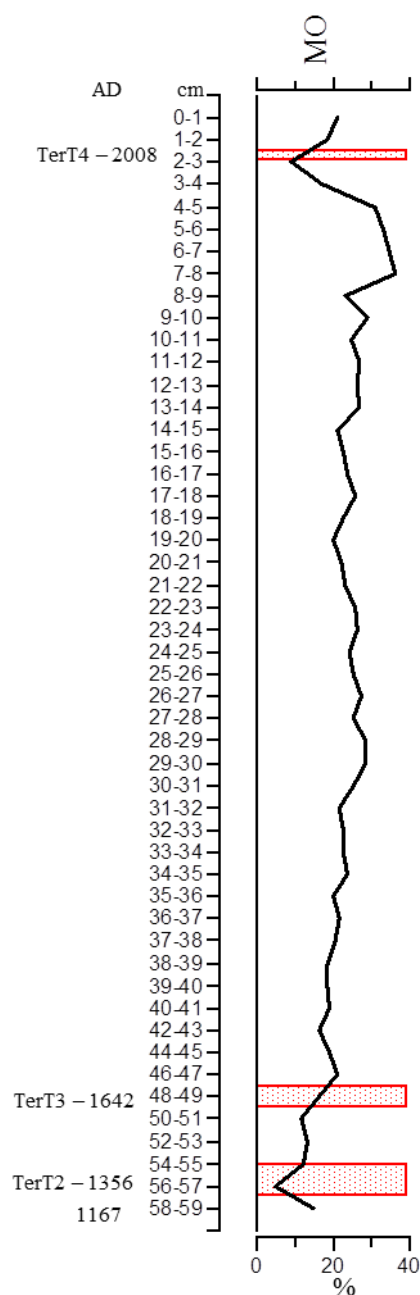


Figura 6.5: Materia Orgánica (MO) estimada a partir del LOI 550 en el testigo de la laguna Terraplén. Franjas rojas marcan las tefras encontradas.

6.2.2. Quironómidos

Se encontraron un total de 8006 de quironómidos, dicho ensamble se compuso por 18 morfogéneros pertenecientes a las subfamilias Chironominae, Tanypodinae y Orthocladiinae (Tabla 6.2). En la Fig. 6.6 se observa una predominancia de la subfamilia Chironominae con 9 morfogéneros, seguida por Tanypodinae con 5 morfogéneros y finalmente Orthocladiinae con 4 morfogéneros. Así mismo se observaron abundancias relativamente constantes a lo largo de todo el testigo de las subfamilias Chironominae y Tanypodinae, mientras que Orthocladiinae mostró variaciones. Las características taxonómicas, ecológicas y fotografías de cada morfogénero se detallan en el Apéndice I.

Tabla 6.2: Subfamilias y morfogénero encontradas en el testigo de la laguna Terraplén.

Chironominae	Orthoclaadiinae	Tanypodinae
<i>Chironomus</i>	<i>Cricotopus</i>	<i>Ablabesmyia</i>
<i>Cladopelma</i>	<i>Eukiefferiella</i>	<i>Alotanypus</i>
<i>Cryptochironomus</i>	<i>Limnophyes</i>	<i>Apsectrotanypus</i>
<i>Dicrotendipes</i>	<i>Parapsectrocladius</i>	<i>Labrundinia</i>
<i>Parachironomus</i>		<i>Macropelopia</i>
<i>Polypedilum</i>		
<i>Tanytarsini 1A</i>		
<i>Tanytarsini 1B</i>		
<i>Paratanytarsus</i>		

En el análisis de Cluster teniendo en cuenta los morfogéneros y la profundidad del testigo se identificaron dos grupos principales: grupo I desde 0 hasta 28 cm y grupo II desde 28 hasta 59 cm (Fig. 6.6). A lo largo de todo el testigo se destacó la presencia de *Tanytarsini 1B*, *Ablabesmyia*, *Chironomus*, *Parapsectrocladius*, *Macropelopia* y *Dicrotendipes*. En el grupo I se destacó la presencia de *Cladopelma*, *Apsectrotanypus*, *Parachironomus*, *Paratanytarsus* y *Labrundinia*, mientras que en el grupo II se encontraron en mayor abundancia relativa, *Eukiefferiella* y *Cryptochironomus*. A su vez, ambos grupos, se subdividen en dos subgrupos: subgrupo Ia (30-59 cm), subgrupo Ib (28-30 cm), subgrupo IIa (20-28 cm) y subgrupo IIb (0-20 cm). El subgrupo Ia se caracterizó por la presencia de *Cladopelma*, *Parachironomus*, *Apsectrotanypus*, *Paratanytarsus*, *Polypedilum*, *Alotanypus*, *Labrundinia*, *Cricotopus*, *Tanytarsini 1A* y *Limnophyes*; mientras que en el subgrupo Ib se encontró *Cryptochironomus*. El subgrupo IIb se diferenció del subgrupo IIa por la presencia de *Eukiefferiella*, *Alotanypus*, mayores abundancias de *Ablabesmyia*, *Macropelopia* y *Cricotopus*.

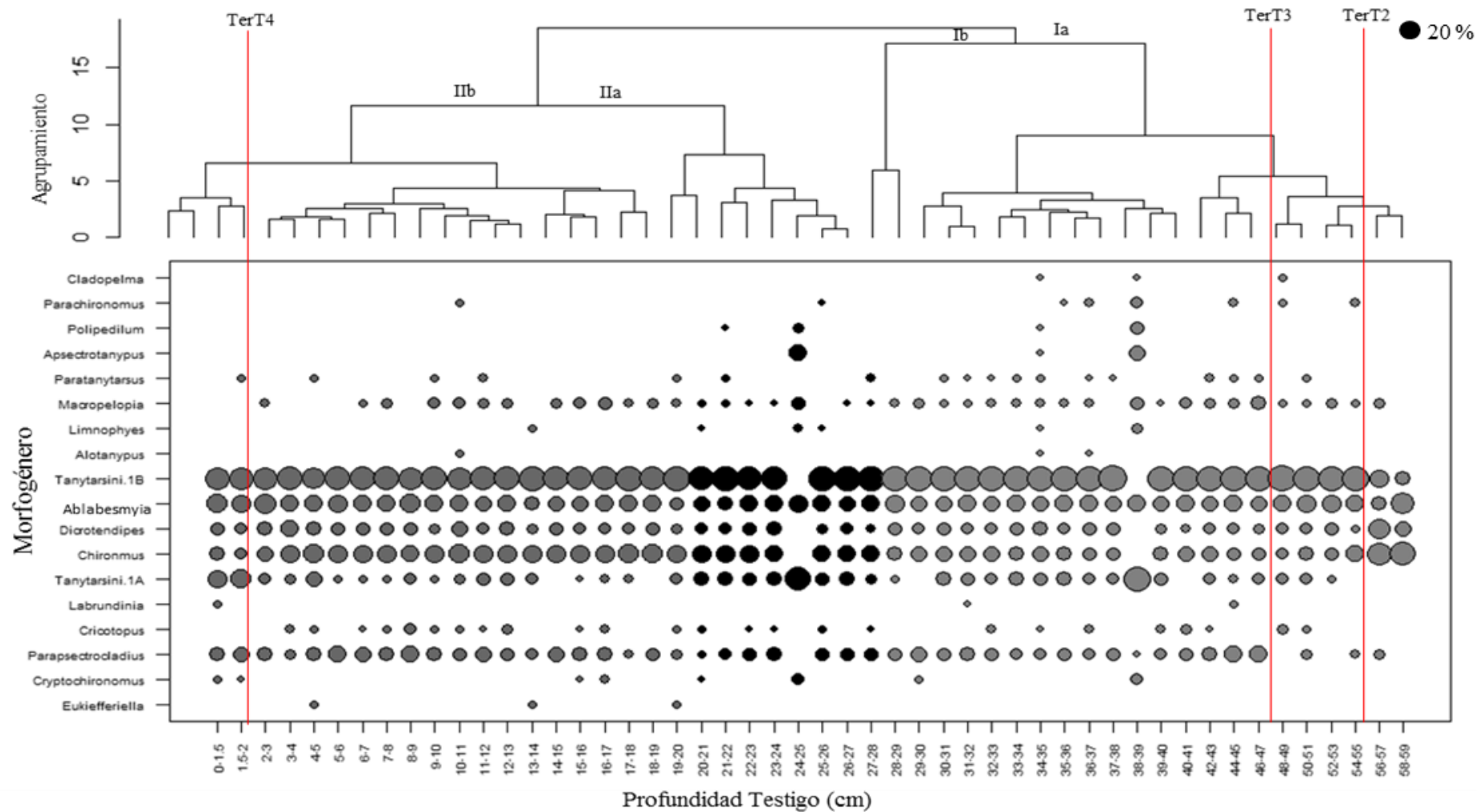


Figura 6.6: Análisis de agrupamiento y abundancias relativas de los morfógenos encontrados en la laguna Terraplén. . La abundancia de cada morfógeno en los centímetros muestreados se encuentran indicadas por una escala de símbolos (burbujas) de modo de visualizar la distribución de los morfógenos a lo largo de todo el testigo. Ia, Ib, IIa y IIb son los grupos identificados. Líneas rojas marcan las tefras encontradas.

La mayor abundancia de quironómidos se encontró en los intervalos 26-27 cm y 30-35 cm, con una abundancia relativa total de 3,68 % (295 individuos); mientras que los menores porcentajes se encontraron en los intervalos 58-56 cm, 18-16 cm, 8-9 cm y 2-3 cm. El porcentaje de morfogéneros profundos superó el 80 % a lo largo de todo el testigo, con un pequeño incremento a los 17 cm, 13 cm y 9 cm. Los morfogéneros profundos más abundantes fueron *Tanytarsini* 1B (59 %), seguido por *Ablabesmyia* (13 %) y *Chironomus* (12 %). Los porcentajes de morfogéneros litorales se mantuvieron relativamente constantes, con pequeños incrementos a los 56 cm, 44 cm, 23 cm y 8 cm (Fig. 6.7). Los morfogéneros litorales más importantes fueron *Parapsectrocladius* (abundancia relativa de 5 %) y *Dicrotendipes* 4 %).

Al analizar las abundancias relativas totales de los morfogéneros en el testigo, se observó que el morfogénero más abundante fue *Tanytarsini* 1B, seguido por *Ablabesmyia* y *Chironomus*; mientras que los morfogéneros que se encontraron con abundancias relativas totales menores a 1 % fueron *Apsectrotanypus*, *Alotanypus*, *Cricotopus*, *Cryptochironomus*, *Eukiefferiella*, *Labrundinia*, *Limnophyes*, *Parachironomus*, *Paratanytarsus* y *Polypedilum*.

Al analizar las variaciones de las abundancias relativas de los distintos morfogéneros a lo largo del testigo (Fig. 6.7) se pudo observar que:

Tanytarsini 1B mostró un decrecimiento leve y gradual desde la base del testigo hacia la parte superior del mismo, pasando de tener una abundancia relativa de 68 % a 41 %, con un descenso marcado en el intervalo 4-5 cm llegando a tener una abundancia relativa de 35 %.

Ablabesmyia presentó una abundancia relativa del 20 % en la base del testigo, sin embargo decayó rápidamente y se mantuvo con abundancias relativas de entre 3 y 4 % hasta los 25 cm donde alcanzó el 17 %. A partir de este nivel mostró oscilaciones en sus abundancias relativas de entre 5 y 22 %.

Chironomus presentó porcentajes elevados en la base del testigo (59 %), cayendo abruptamente hasta el 4 % en el intervalo 52-53 cm. A partir de allí presentó un incremento leve y gradual, con pequeñas oscilaciones, hasta los 17 cm; a partir de donde se estabilizó con abundancias relativas del orden del 21 % con pequeñas disminuciones y recuperaciones, hasta los 4 cm, a partir de donde disminuyó abruptamente.

Parapsectrocladius presentó variaciones de su abundancia relativa entre el 1 y 8 % a lo largo de todo el testigo. Sus máximas abundancias se encontraron a los 47-48 cm, 30-31 cm y desde los 12 cm hasta la parte superior del testigo.

Macropelopia presentó abundancias relativas del orden del 0,5 % a lo largo de todo el testigo, con aumentos al 5 % en los intervalos 46-47 cm, 15-17 cm y 9-12 cm.

Dicrotendipes mostró oscilaciones moderadas con abundancias relativas entre 3 y 6 %, con sus máximos a los 34-35 cm, 23-24 cm y 3-4 cm, en este último intervalo tuvo su máxima abundancia relativa del 12 %.

Cricotopus mostró apariciones aisladas y con abundancias relativas de entre 1 y 2 %. La diversidad (H) presentó numerosos descensos y aumentos repentinos, con un leve aumento desde la base del testigo hasta la parte superior (H de 1 a 1,8). La riqueza (S) se mantuvo relativamente constante, rondando entre los 8 y 11 morfogéneros (Fig. 6.7).

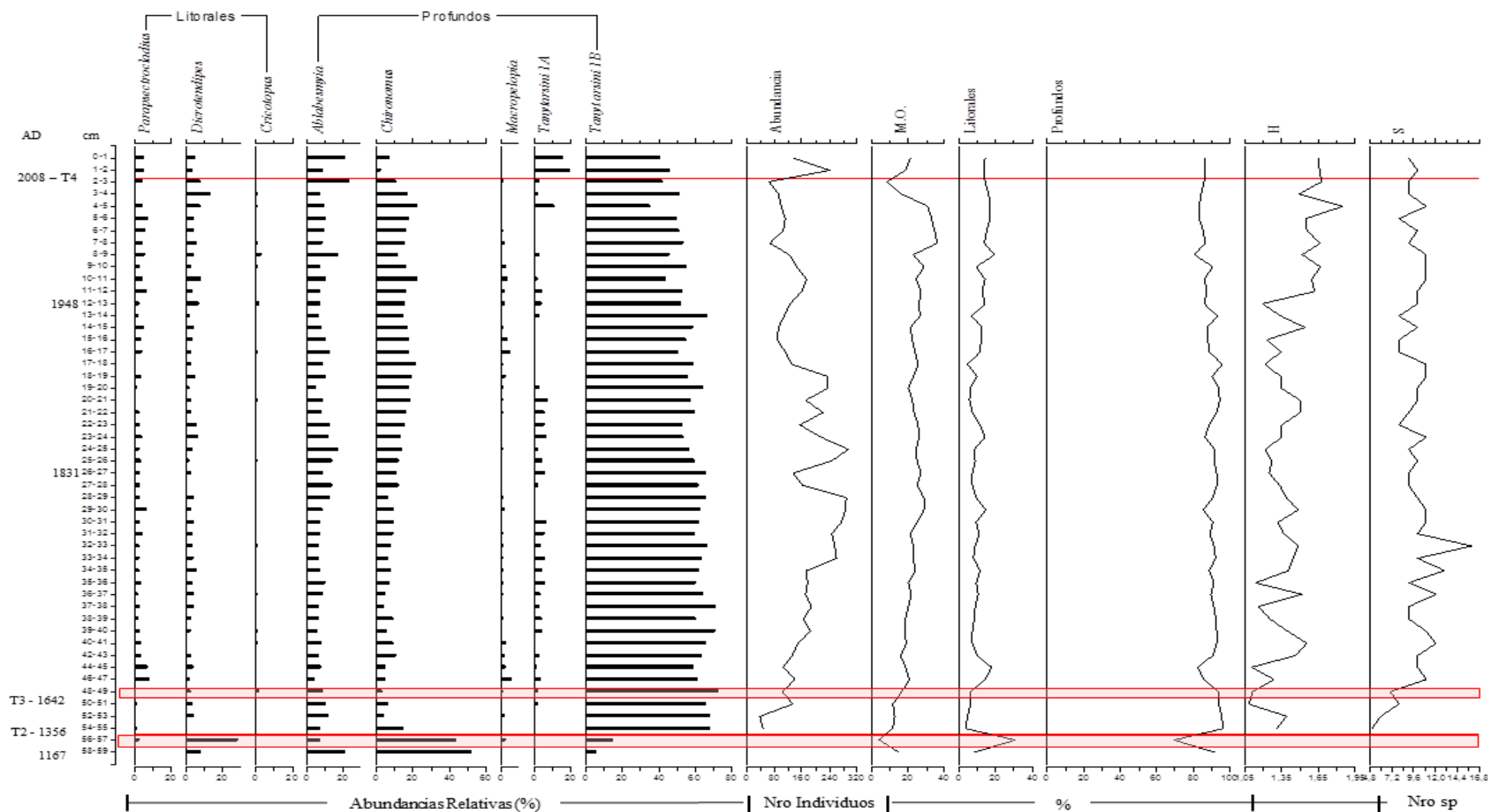


Figura 6.7: Abundancias relativas de quironómidos (> 1 %) agrupados según su hábitat encontrados en la Laguna Terraplén. MO: Materia Orgánica; H: Índice de Diversidad; S: Riqueza (número de especies); franjas rojas marcan las tefras encontradas.

6.2.3. Análisis estadísticos

Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA)

El DCA1 muestra un decrecimiento leve y gradual desde la base del testigo hasta los 4 cm, a partir de donde presentó un incremento marcado que va desde -0,28 a 0,2, observándose un cambio en ambas curvas en el centímetro 2 donde se encuentra TerT4. Por otro lado el DCA2 presentó valores relativamente constantes desde la base del testigo hasta los 9 cm, a partir de donde muestra un marcado crecimiento (Fig. 6.8).

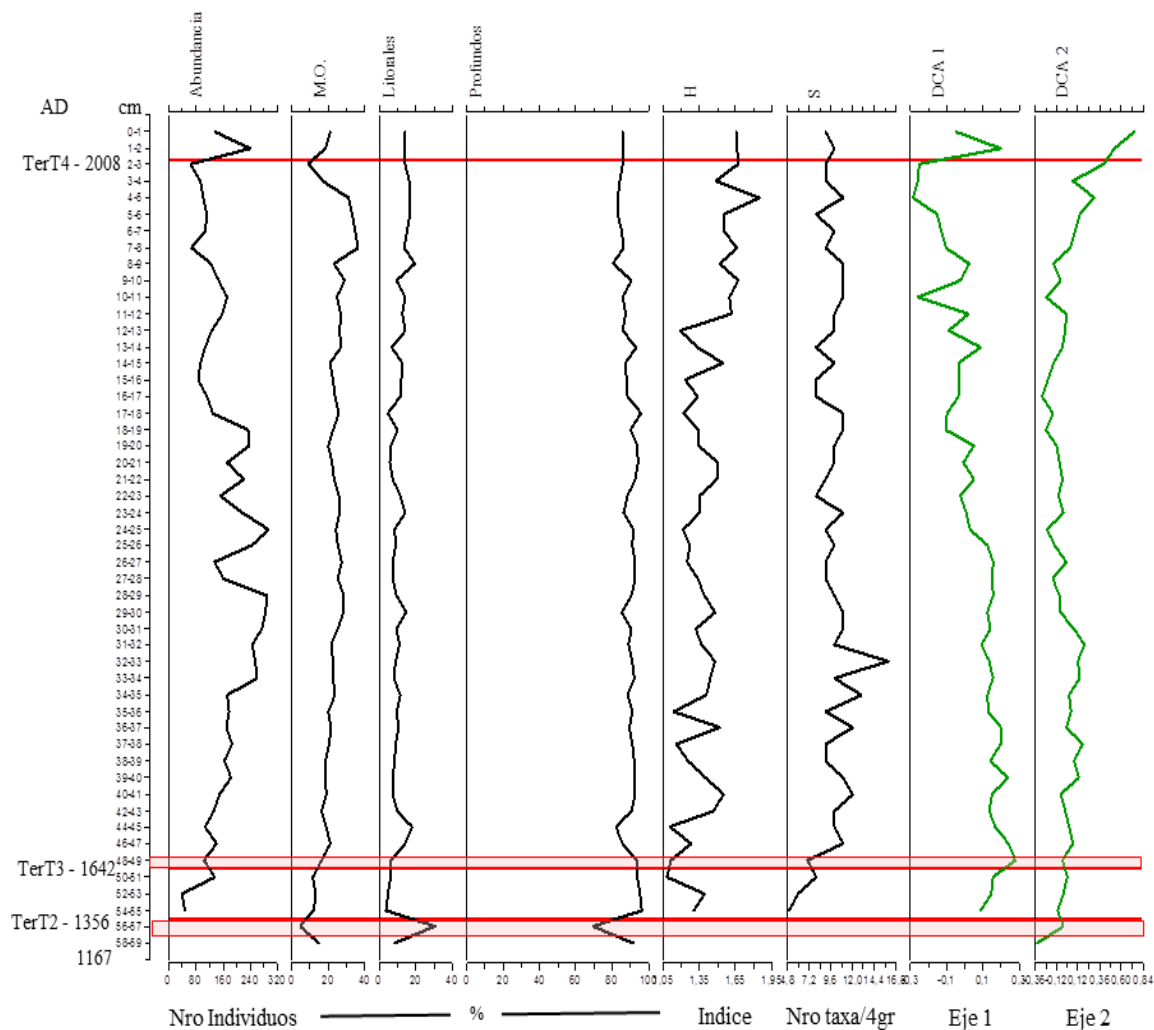


Figura 6.8: Resultados de DCA para la laguna Terraplén. Abundancia: número de individuos; MO: Materia Orgánica; H: Índice de Diversidad; S: Riqueza (número de morfogéneros); líneas rojas: tefras. Ejes 1 y 2 del DCA. Eigenvalues: DCA1: 0,09666; DCA2: 0,03858.

En la Fig. 6.9 se observan los DCA de las muestras analizadas (Fig. 6.9a) y morfogéneros encontrados a lo largo del testigo (Fig. 6.9b). Se observó un desplazamiento a lo largo del eje 1 y 2 de los centímetros superiores del testigo (línea verde).

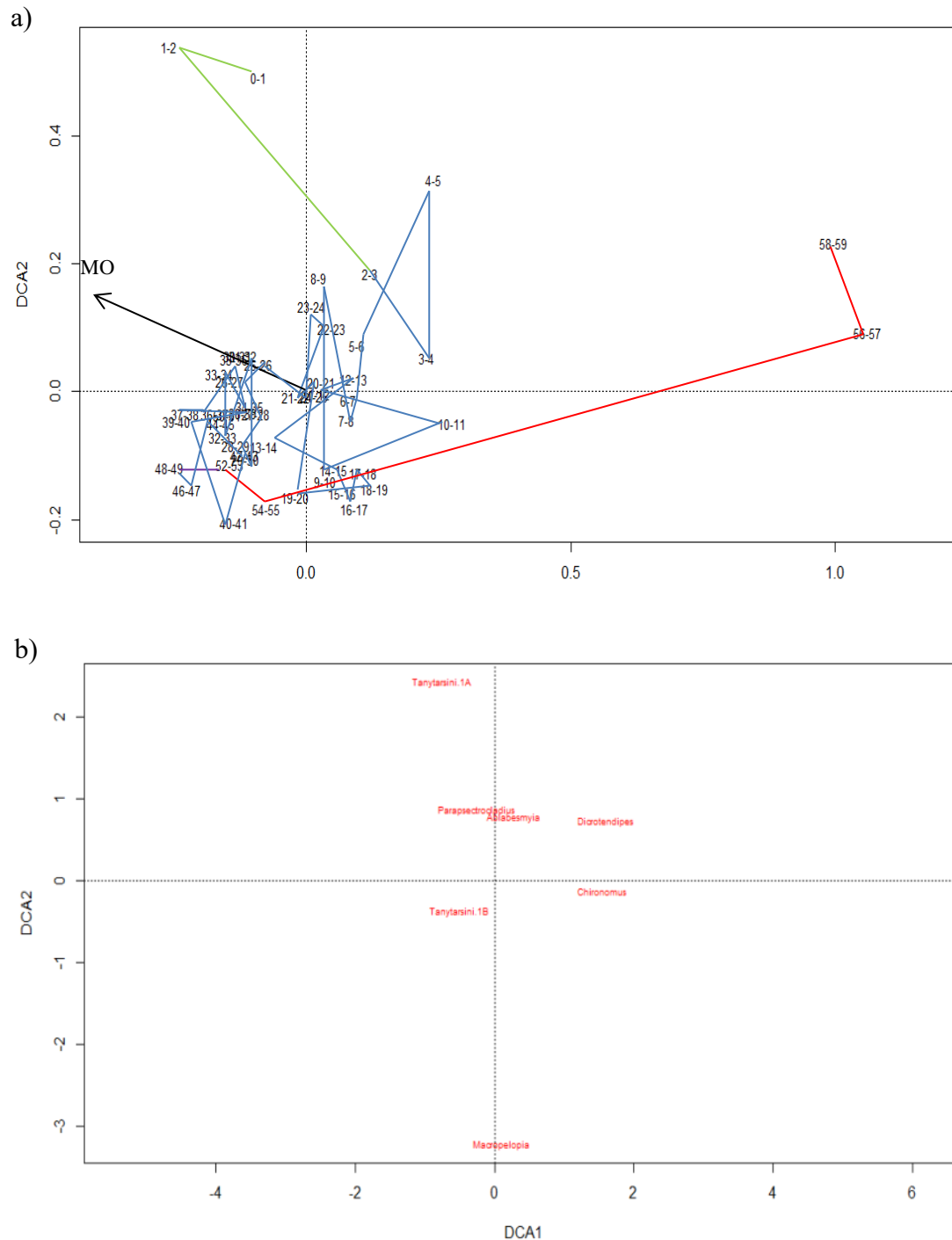


Figura 6.9: Scors para la laguna Terraplén. a) DCA del testigo de la laguna Terraplén en cuanto a la profundidad. b) DCA del testigo de la laguna Terraplén en cuanto a los quironómidos encontrados con una abundancia relativa superior al 1 %.

Eigenvalues: DCA1: 0,09666; DCA2: 0,03858.

Luego de la depositación de la tefra TerT2, se pudo observar un aumento en el número de individuos y una disminución en la riqueza (número de morfógeno). En cuanto a los morfógenos, se observó una disminución considerable de las abundancias relativas de *Ablabesmyia*, *Chironomus* y *Dicrotendipes*, y un incremento significativo de *Tanytarsini* 1B.

Luego de la caída de la tefra TerT3 se observó una leve disminución del número total de individuos, sin variaciones en la riqueza y un incremento del contenido de MO. Por otro lado, se observó una disminución de las abundancias relativas de *Ablabesmyia* y *Chironomus*, un leve incremento de *Tanytarsini* 1B, la desaparición de *Parapsectrocladius* y *Paratanytarsus*, y por último no se observaron variaciones en las abundancias relativas de *Macropelopia*, *Dicrotendipes* y *Tanytarsini* 1A.

Luego de la caída de la tefra TerT4 disminuyeron las abundancias relativas de *Chironomus*, *Tanytarsini* 1B y *Dicrotendipes*, contrariamente a *Ablabesmyia*, *Parapsectrocladius* y *Tanytarsini* 1A para las cuales se observó un aumento en sus abundancias relativas. Por otro lado, se observó la desaparición de *Cricotopus*.

6.3. DISCUSIÓN

6.3.1. Efecto de factores ambientales sobre las comunidades de quironómidos

Se observa una dominancia del morfogénero *Tanytarsini* 1B a lo largo de todo el testigo con abundancias relativas de entre 40 y 60 %; seguido por *Chironomus* y *Ablabesmyia*, con abundancias de entre 10 y 20 %. El incremento en la abundancia de *Chironomus*, morfogénero abundante en ambientes productivos con sedimentos húmicos (Cranston, 2010), desde el centímetro 26 (1831 AD) hasta la actualidad, estaría indicando un aumento en la productividad del sistema. Esto se vería confirmado por el incremento de *Dicrotendipes*, desde el año 1948 AD (12 cm) hasta la actualidad, por deberse a un morfogénero asociado a macrófitas (Pinder y Reiss, 1983; Moller Pillot y Buskens, 1990; Brodersen et al., 2001), lo que reflejaría la presencia de macrófitas y aumento de MO en el lago. Este aumento en las macrófitas y MO podría estar relacionado con mayores temperaturas y con la fundación de la ciudad de Esquel en el año 1906 AD, la cual podría estar aportando nutrientes al medio, con la ganadería, el uso recreativo de la laguna, entre otros ejemplos.

Los porcentajes de morfogéneros litorales y profundos se mantuvieron relativamente constantes a lo largo de todo el testigo, indicando un cierto nivel de estabilidad en la laguna.

6.3.2. Efecto de las tefras sobre las comunidades de quironómidos

Las deposiciones de la ceniza del volcán Chaitén ocurridas en 1642 AD y 2008 AD (TerT3 y TerT4 respectivamente) afectaron de manera diversa a los distintos morfogéneros: *Ablabesmyia* disminuye su abundancia luego de TerT3 y aumentó luego de TerT4; *Chironomus* y *Dicrotendipes* se mantuvieron relativamente constantes luego de TerT3 pero disminuyeron luego de TerT3; *Parapsectrocladius* desapareció luego de TerT3 y aumentó sus abundancias luego de TerT4; *Cricotopus* incrementó su abundancia luego de TerT3 pero lo hizo luego de TerT4, demostrando que las erupciones de un mismo volcán pueden tener características distintas y que los quironómidos pueden responder de manera diferente ante distintas erupciones de un mismo volcán.

El efecto de la tefra TerT2 (1356 AD) sobre los ensambles de quironómidos no pudo ser evaluada en detalle dado que la misma se encontró justo en la base del testigo, habiendo solo 1 cm de sedimento previo a la tefra. Sin embargo se pudo observar que, luego de depositada dicha tefra, disminuyó la riqueza y aumentó la abundancia de ciertos morfógenos, indicando una rápida recolonización por parte de algunos morfógenos.

Luego de la tefra TerT3 (Chaitén 1642 AD) se observó una disminución, aunque de menor grado, de *Ablabesmyia* (predador, Cranston, 2010), *Chironomus* (detritívoros, filtradores, Brooks *et al.*, 2007) y *Dicrotendipes* (asociado a macrófitas, Pinder y Reiss, 1983; Moller Pillot y Buskens, 1990; Brodersen *et al.*, 2001), posiblemente debido a la disminución del alimento, disminuyendo la abundancia de diatomeas, o por sepultura de macrófitas y fauna de la cual se alimentan.

Luego de la tefra TerT4 (Chaitén 2008 AD) se observó una disminución en la abundancia relativa de *Ablabesmyia* y *Chironomus*. Araneda *et al.* (2007) también encontraron un descenso de *Ablabesmyia*, atribuido a un efecto mecánico debido al tamaño fino de la tefra depositada, sin embargo observaron la aparición de *Chironomus* luego de la caída de una tefra. En el presente estudio se observó lo contrario, es decir, una disminución de *Chironomus*, morfógeno profundo habituado a sedimentos suaves y húmicos (Brooks *et al.*, 2007; Cranston, 2010, van Hardenbroek *et al.*, 2011; Chen *et al.*, 2014), posiblemente debido a un aumento en el tamaño de las partículas de los sedimentos por la presencia de la tefra y una dilución de la materia orgánica modificando su ambiente, y eventualmente sepultándolo.

En conclusión, los morfógenos que se vieron afectados por la caída de la tefra fueron *Chironomus* y *Dicrotendipes*, ambas especies construyen y viven en tubos, con lo que al quedar sepultados se vio reducida su movilidad, disminuyendo de esta forma sus abundancias relativas. Por otro lado, *Ablabesmyia*, morfógeno predador de vida libre, no mostró variaciones en su abundancia relativa, demostrando que la presencia de ceniza volcánica no afecta su movilidad o alimentación pudiendo desarrollarse normalmente.

6.4. CONCLUSIONES

La Laguna Terraplén mostró poca variabilidad en los ensambles de quironómidos. Se puede notar un incremento en la productividad del sistema en los últimos 200 años, con un incremento de la MO y una mayor producción de macrófitas, inferido por la presencia de *Dicrotendipes*, morfógeno relacionado con las mismas, y *Chironomus*, morfógeno relacionado con alta productividad,.

En cuanto a la respuesta de los quironómidos frente a la caída de tefras se observan diversas respuestas distintos eventos de un mismo volcán. *Parapsectrocladius* desaparece luego de TerT3 (Chaitén 1642 AD) y aumenta sus abundancias luego de TerT4 (Chaitén 2008 AD); *Cricotopus* incrementa su abundancia luego de TerT3 pero virtualmente desaparece luego de TerT4. En cuanto a la TerT2 (ca. 1356 AD) se puede observar una disminución de la riqueza de quironómidos, probablemente debido a que muchos morfógenos quedaron sepultados por la tefra sobreviviendo solo los que poseen mayor capacidad de movimiento. En cuanto a las dos tefras restantes se puede observar que sus efectos fueron mayormente mecánicos, sepultando prácticamente por igual todos los morfógenos, provocando una disminución en la abundancia.

En líneas generales, luego de la depositación de una tefra, se observa un incremento en el número de individuos y morfógenos litorales, y una disminución de los morfógenos profundos. El hecho de que algunos morfógenos como *Parapsectrocladius* o *Cricotopus* presenten respuestas variadas frente a distintos eventos de un mismo volcán (ej. Chaitén) deja en evidencia el hecho de que no solo hay que tener en cuenta el origen de la tefra, la velocidad de depositación de la tefra, y estación del año en la cual ocurre la erupción, entre otros.

CAPÍTULO 7

RECONSTRUCCIÓN DE CAMBIOS CLIMÁTICOS Y AMBIENTALES EN BASE A QUIRONÓMIDOS ENCONTRADOS EN LA LAGUNA EL TRÉBOL



7.1. INTRODUCCIÓN

La Laguna El Trébol (41°04' 14.38 "S - 71°29' 33.54 "O, 789 m s.n.m.) se encuentra al sur del Lago Nahuel Huapi, a 17 km de la ciudad de San Carlos de Bariloche (Fig. 7.1). Es una laguna glacial (Whitlock *et al.*, 2006), de forma ovalada, con una superficie de 0,04 km², una profundidad máxima de 10,5 m, y posee variaciones estacionales e interanuales que pueden alcanzar los 2 m (Villarosa, 2008). Su balance hídrico está dado por las precipitaciones atmosféricas o aguas subterráneas y la evaporación, ya que no posee arroyos que ingresen o egresen a su cuenca. La temperatura media anual de esta zona es de aproximadamente 12 °C y la precipitación media anual alcanza los 1660 mm (Cordon *et al.*, 1993).

Dicha laguna se encuentra rodeada por un bosque cerrado dominado por *Nothofagus dombeyi* (Coihue), *Nothofagus antarctica* (Ñire), *Austrocedrus chilensis* (Ciprés), *Maytenus boaria* (Maitén), *Discaria chacaye* (Chacay), *Fabiana imbricata* (Pichi), *Escallonia virgata* (Meki) y *Berberis buxifolia* (Calafate), con la zona litoral dominada por hidrófitas, *Schoenoplectus californicus* (Totora) y *Potamogeton linguatus* (Dzendoletas *et al.*, 2006; Bastidas Navarro *et al.*, 2009) (Fig. 7.2). Estudios previos describen la litología y aspectos limnológicos desde la última glaciación hasta el Holoceno (Valencio *et al.*, 1985; Bianchi *et al.*, 1999), y el origen de esta laguna se remite a los 14000 años AP, luego de la deglaciación pleistocena (Flint y Fidalgo, 1964; Bianchi *et al.*, 1999).

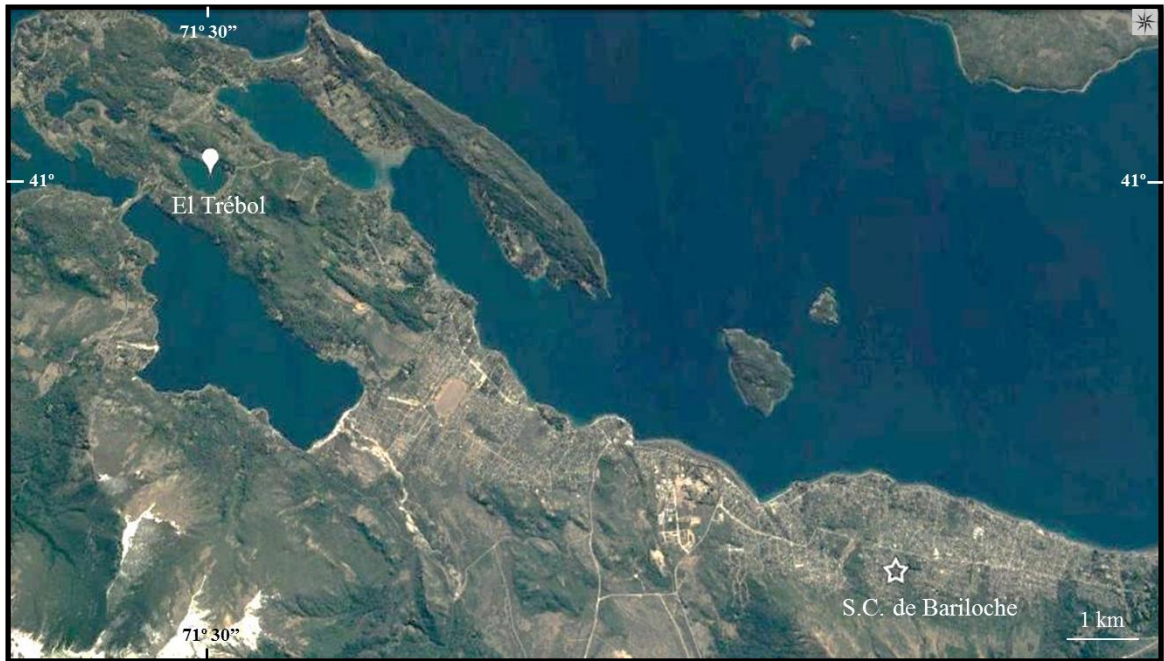


Figura 7.1: Laguna El Trébol y la ciudad de San Carlos de Bariloche. Imagen tomada del Google Earth.

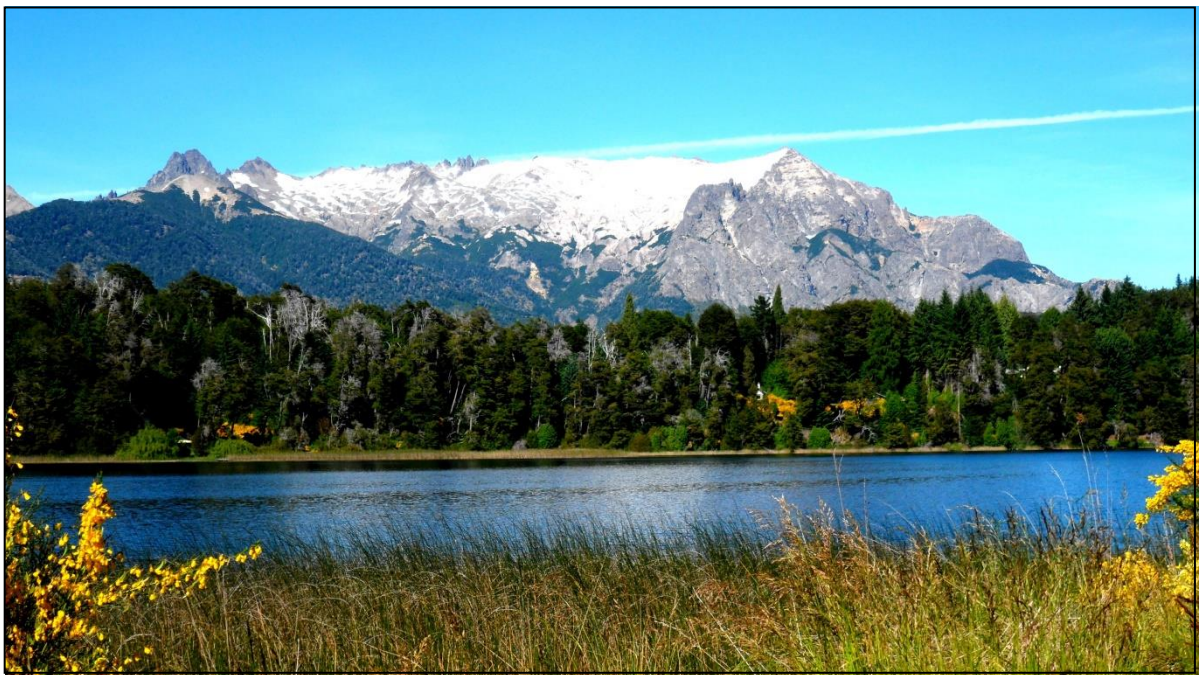


Figura 7.2: Fotografía de la Laguna El Trébol desde la costa.

7.1.1. Contexto geomorfológico

La laguna el Trébol es endorreica y está situada al sur del Lago Nahuel Huapi (Fig. 7.3). Esta zona se caracteriza por presentar rasgos morfológicos derivados de las sucesivas glaciaciones cuaternarias ocurridas en la región Andinopatagónica (Flint e Hidalgo, 1963, 1969). Durante el último episodio de la Glaciación Nahuel Huapi, a finales del Pleistoceno, 18-20 ka AP (Rabassa y Clapperton, 1990; Rabassa y Evenson, 1996; Coronato *et al.*, 2004), dominaban los glaciares de valle originados sobre los cordones montañosos, cuyas lenguas de descarga se extendían hacia la depresión del lago Nahuel Huapi (al este), conformando un glaciar de piedemonte (Rabassa *et al.*, 1986; Gonzalez Diaz y Malagnino, 1984) y dando forma a grandes valles glaciarios. Estos valles se caracterizan por presentar un perfil en forma de “U”, formado por la excavación del terreno creada por grandes lenguas de hielo que luego se derriten formando ríos, lagos y lagunas.

A fines del Pleistoceno (aproximadamente 10.000 años AP) los hielos de la última glaciación se retiraron del área, dando lugar a la formación de grandes lagos contenidos por morenas frontales y depósitos de planicie glacifluvial. Se ha propuesto que durante los primeros estadios de la formación del lago Nahuel Huapi, se habría formado un gran lago, denominado “Paleolago Elpalafquen”, cuyo nivel de agua habría estado algunas decenas de metros por encima del actual (Del Valle *et al.*, 1996). Registros sedimentarios postglaciares de la laguna El Trébol evidencian que ésta fue parte de este gran paleolago o que al menos estaba integrada a un lago de mayor extensión y cota que el actual, incluyendo seguramente a los lagos Nahuel Huapi, Moreno, Fantasma y Morenito, entre otros (Villarosa, 2008). Al desaparecer dicho paleolago por descenso de la cota del pelo de agua (probablemente relacionada a una incisión de la morena frontal) se originaron estos pequeños lagos sobre un sustrato con topografía irregular, los cuales al desconectarse cambiaron abruptamente su régimen de sedimentación y productividad y continuaron registrando independientemente los cambios ambientales ocurridos durante el Holoceno.

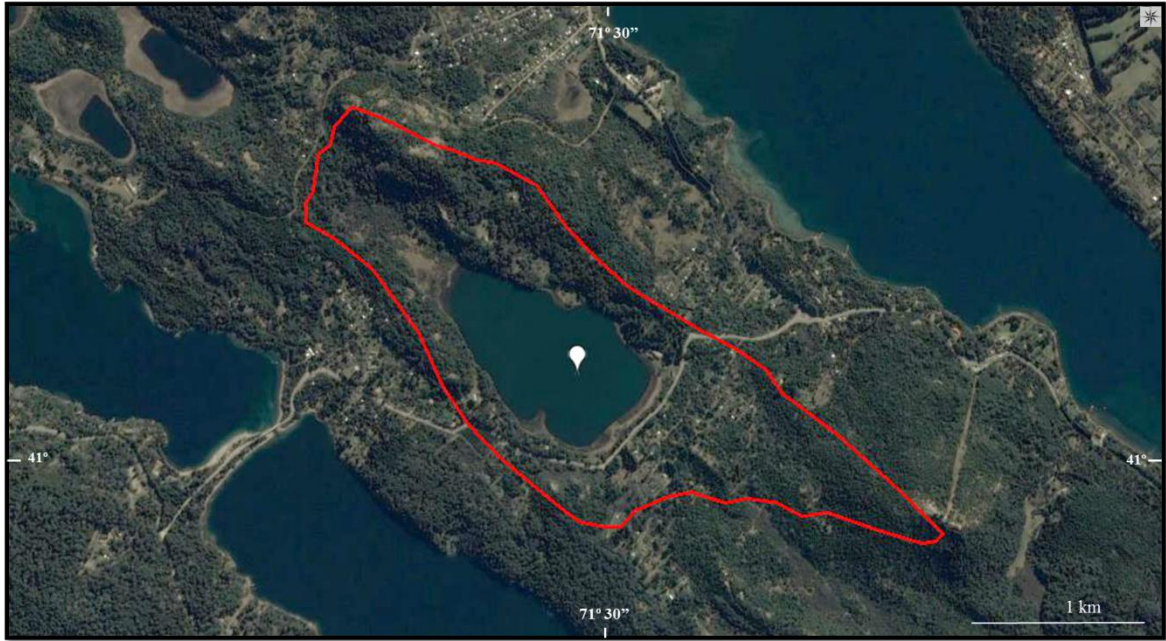


Figura 7.3: Cuenca de drenaje de la Laguna El Trébol (línea roja). Globo: marca el sitio de extracción del testigo. Imagen tomada del Google Earth.

7.2. RESULTADOS

El 12 de Diciembre de 2013, a 10 m de profundidad, se extrajo el testigo para el estudio de los quironómidos, el cual midió de 107 cm de largo. Se identificaron diez niveles de tefra, de los cuales ciertos niveles se correlacionaron, mediante características físicas, con tefras de testigos de la misma laguna extraídos y analizados por Villarosa (2008) (Fig. 7.16). Sin embargo, para este estudio se analizaron los primeros 60 cm del mismo, abarcando 1200 años AP. Las tefras encontradas en este intervalo fueron a los 58,5-60 cm (TrT4 – 743 AD), 50-52 cm (TrT5 – 900 AD), 43-49 cm (TrT6 – 957 AD), 33-36 cm (TrT7 - 1228 AD), 18-21 cm (TrT8 – 1565 AD), 13-15 cm (TrT9 – 1720 AD) y 2-3 cm (TrT10 – 2011 AD) (Tabla 7.1). Detalle de la descripción geológica del testigo y dataciones se muestran en el capítulo 4.

Tabla 7.1: Tefras encontradas en la laguna El Trébol (TrT4, TrT5, TrT6, TrT7, TrT8, TrT9 y TrT10) y centímetros datados (TrT1) con el modelado de edades basados en 1 σ (68 %) y 2 σ (95%) obtenidos con el paquete Bacon en el programa R.

ID	Cm	Edad ¹⁴ C	error	Edad cal AP 68 %	Edad cal AD 68 %	Edad cal AD* 1 σ	Edad cal AP 95 %	Edad cal AD 95 %	Edad cal AD* 2 σ
TrT10	2,8-3					2011**			2011**
TrT9	13-15			165-311	1785-1639	1720	102-380	1848-1570	1720
TrT8	18-21			337-483	1613-1467	1565	314-508	1636-1442	1566
TrT1	21	450	25	337-483	1613-1467	1565	314-508	1636-1442	1566
TrT7	33-36			644-794	1306-1156	1228	570-862	1380-1088	1227
TrT6	43-49			950-1033	1000-917	957	901-1078	1049-872	957
TrT5	50-52			996-1108	954-842	900	942-1178	1008-772	902
TrT4	58,5-60			1128-1301	822-649	743	1054-1411	896-539	745

* Edad calibrada por el modelo en Anno Domini en base a la mediana. **Edad conocida.

7.2.1. Materia Orgánica (MO)

La MO osciló entre 1,5 % y 26 %. Los porcentajes más bajos se observaron a los 47 cm, 20 cm y 13 cm (entre 0 y 6 %); mientras que los valores más altos se encontraron a los 23 cm (26 %) y a los 11 cm (25 %). Luego de las tefras TrT4 y TrT8 se observó un aumento del contenido de MO (Fig. 7.4).

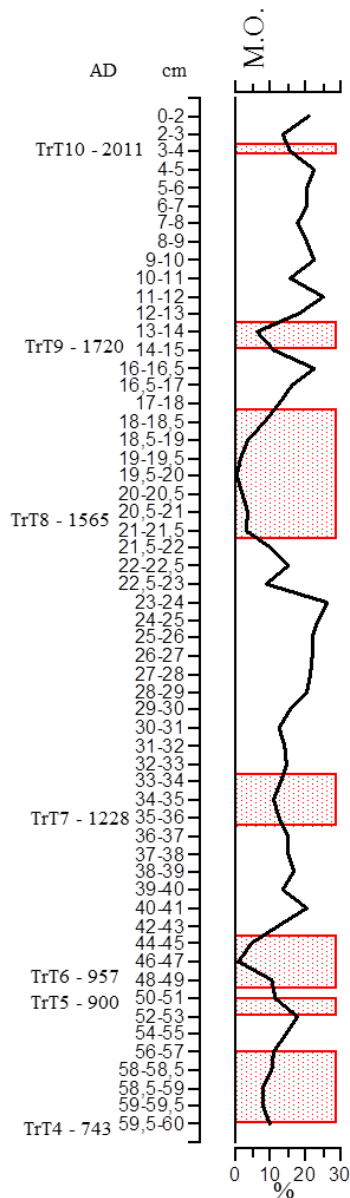


Figura 7.4: Materia Orgánica (MO) estimada a partir del LOI 550 presente en el testigo de la laguna El Trébol. Franjas rojas marcan tefras.

7.2.2. Quironómidos

Se encontraron un total de 4757 quironómidos, dicho ensamble estuvo representado por 20 morfógenos, pertenecientes a las subfamilias Chironominae, Tanypodinae y Orthocladiinae. La subfamilia Chironominae fue dominante a lo largo de todo el testigo, con 10 morfógenos, seguida por la subfamilia Tanypodinae con 5 morfógenos y luego Orthocladiinae con las menores abundancias relativas y con 5 morfógenos (Tabla 7.2; Fig. 7.5). Las características taxonómicas, ecológicas y fotografías de los morfógenos encontrados se detallan en el Apéndice I.

Tabla 7.2: Subfamilias y morfógeno encontradas en el testigo de la laguna El Trébol.

Chironominae	Orthoclaadiinae	Tanypodinae
<i>Chironomus</i>	<i>Cricotopus</i>	<i>Ablabesmyia</i>
<i>Cladopelma</i>	<i>Corynoneura</i>	<i>Alotanypus</i>
<i>Cryptochironomus</i>	<i>Eukiefferiella</i>	<i>Apsectrotanypus</i>
<i>Dicrotendipes</i>	<i>Gymnometriocnemus</i>	<i>Labrundinia</i>
<i>Parachironomus</i>	<i>Parapsectrocladius</i>	<i>Macropelopia</i>
<i>Polypedilum</i>		
<i>Riethia</i>		
<i>Paratanytarsus</i>		
<i>Tanytarsini 1A</i>		
<i>Tanytarsini 1B</i>		

En el análisis de agrupamiento, teniendo en cuenta los morfógeno y la profundidad del testigo, se identificaron dos grupos principales: el grupo I entre 8 y 59 cm y el grupo II entre 0 y 8 cm. Los morfógenos dominantes a lo largo de todo el testigo fueron *Tanytarsini 1B*, *Dicrotendipes*, *Macropelopia* y *Chironomus*. El grupo I a su vez se divide en 3 subgrupos, subgrupo Ia (59 a 32 cm), subgrupo Ib (32 a 20 cm) y subgrupo Ic (20 a 8 cm). En los subgrupos Ia y Ib se observó un cambio notable en la composición de la comunidad de quironómidos, disminuyendo las abundancias relativas de algunos morfógenos como *Apsectrotanypus*, *Alotanypus*, *Labrundinia*, *Parapsectrotanypus* y *Parachironomus*, y desapareciendo otros como *Cryptochironomus* y *Eukiefferiella*. El subgrupo Ic muestra condiciones similares al subgrupo II. El subgrupo Ic y el grupo II se caracterizaron por la presencia de *Apsectrotanypus*, *Eukiefferiella*, *Paratanytarsus*, *Parapsectrocladius*, *Labrundinia* y *Polypedilum* (Fig. 7.5).

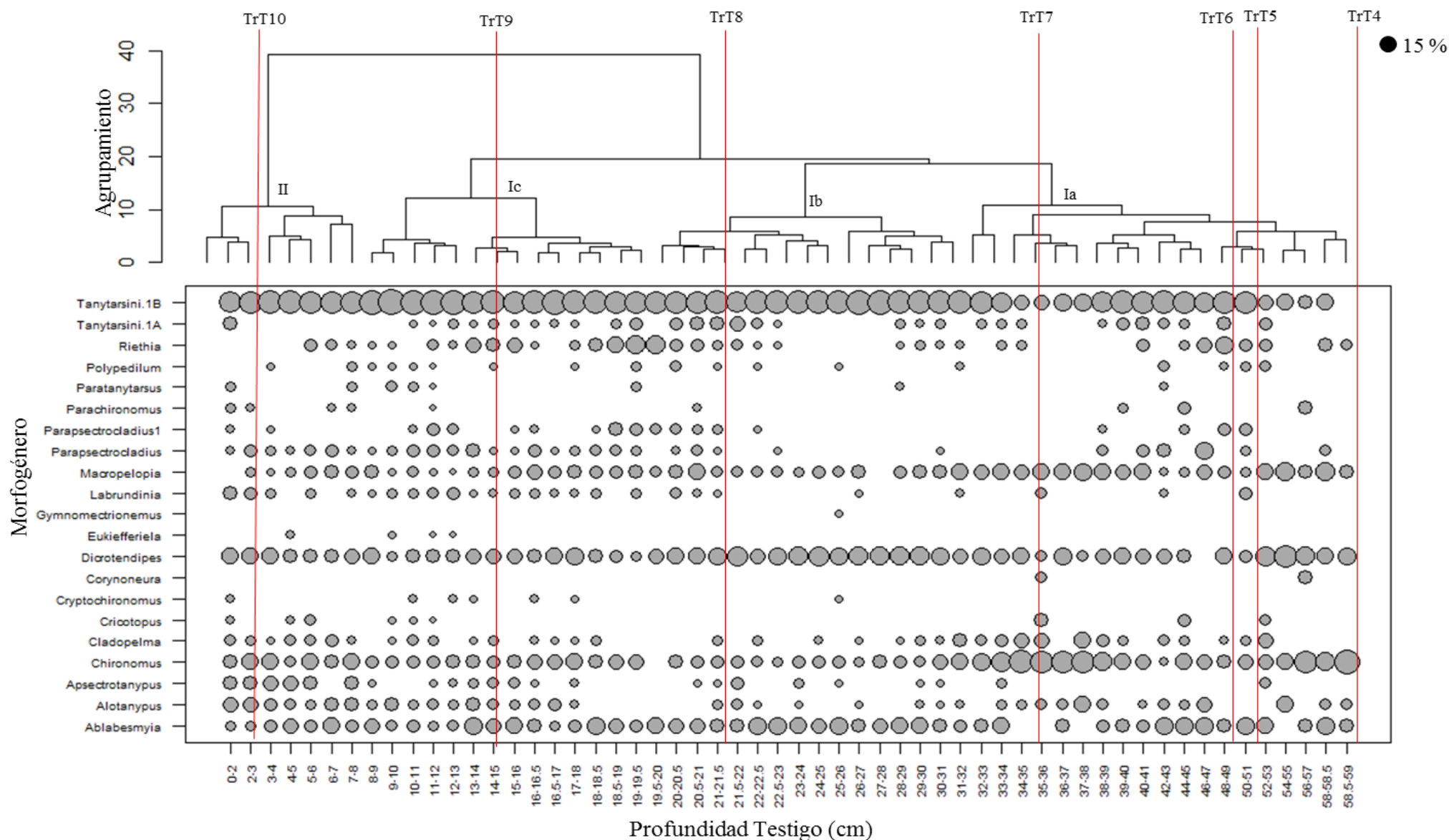


Figura 7.5: Análisis de agrupamiento y abundancias de los morfogéneros encontrados a lo largo del testigo de la laguna El Trébol. La abundancia de los morfogéneros en los centímetros muestreados se encuentran indicadas por una escala de símbolos (burbujas) de modo de visualizar la distribución de los morfogéneros a lo largo de todo el testigo. Ia, Ib, Ila y Iib son los grupos identificados. Líneas rojas marcan la base de las tefras encontradas.

El número total de individuos a lo largo del testigo varió entre 209 individuos a los 11 cm y 9 individuos a los 54 cm. Los morfogéneros más abundantes fueron *Tanytarsini* 1B, cuya abundancia relativa total fue de 48 %, y *Dicrotendipes*, con una abundancia relativa total de 13 %, seguidos por *Chironomus* y *Ablabesmyia*, ambos con abundancias relativas totales de 8 %. Los morfogéneros con abundancias relativas menores a 1 % fueron *Corynoneura*, *Eukiefferiella*, *Gymnometriocnemus*, *Parachironomus*, *Paratanytarsus*, *Cryptochironomus*, *Cricotopus* y *Polypedilum* (Fig. 7.6).

Al analizar las variaciones en las abundancias relativas de los distintos morfogéneros a lo largo del testigo (Fig. 7.6) se pudo observar que:

Tanytarsini 1B mostró abundancias relativas entre 5 y 12 % desde la base del testigo hasta los 52 cm, a partir de donde, y hasta la superficie del testigo, mostró abundancias relativas de entre 40 y 70 %, a excepción del intervalo 33-37 cm en donde su abundancia relativa descendió a 10 % e incrementó nuevamente.

Dicrotendipes mostró sus mayores abundancias relativas en el intervalo 52-55 cm con un 30 %. Luego presentó variaciones de entre 3 y 18 % hasta los 34 cm, a partir de donde comenzó a aumentar gradualmente hasta los 30 cm (28 %) para luego comenzar a descender gradualmente hasta llegar al 2 % de la abundancia relativa a los 19 cm. A partir de los 19 cm y hasta la superficie del testigo se mantuvo con abundancias relativas de entre 6 y 14 %.

Chironomus mostró abundancias relativas de 40 %, aproximadamente, en los intervalos 56-59 cm y 32-39 cm. En el resto del testigo mostró variaciones mínimas de la abundancia relativa entre 4 y 12 %. El comportamiento de este morfogénero es el mismo que el observado en las abundancias relativas de *Macropelopia*.

Ablabesmyia mostró variaciones graduales, entre 1 y 17 %, a lo largo de todo el testigo con sus máximos en el intervalo 44-47 cm y 22-23 cm, y sus mínimos en los intervalos 54-55 cm, 34-36 cm y 11-13 cm.

Alotanypus presentó abundancias relativas cercanas al 2 % a lo largo de todo el testigo, con los valores máximos a los 54, 46 y 37 cm, y un leve incremento desde los 17 cm hacia la sección superior del testigo, alcanzando un 9 %.

Apsectrotanypus apareció entre los 33 y 20 cm con abundancias relativas entre 0,7 y 2 %, luego reaparece entre los 17 y 11 cm con abundancias relativas de entre 1 y 4 %, y finalmente desde los 7 cm hasta la sección superior del testigo presenta su mayor abundancia, entre 6 y 10 %.

Parapsectrocladius apareció en el intervalo 40-50 cm, con abundancias de 5 % y un pico a los 46 cm con una abundancia del 18 %. Luego de esto prácticamente desapareció hasta los 20 cm, con abundancias que variaron entre 1 y 7 %.

Riethia mostró tres valores máximos en los intervalos 46-53 cm, 17-21 cm y 13-15 cm, estos dos últimos podrían ser uno solo que se ha visto afectado por la presencia de la tefra. Este mismo comportamiento lo presentó *Tanytarsini* 1A.

Cladopelma presentó abundancias relativas cercanas al 1 % a lo largo de todo el testigo con un incremento en el intervalo 31-39 cm, en donde alcanzó el 12 %.

En el intervalo 40-31 cm se observó un gran incremento en las abundancias relativas de *Alotanypus*, *Chironomus*, *Cladopelma* y *Macropelopia* y la desaparición de *Polypedilum* y *Parapsectrocladius*. A partir del 17 cm aparecen con mayores abundancias *Alotanypus*, *Apsectrotanypus* y *Labrundinia*.

Los morfogéneros profundos presentaron abundancias relativas entre 70 y 90 % a lo largo de todo el testigo a excepción del intervalo 52-54 cm en donde descendieron hasta un 55 %. Los morfogéneros profundos con mayor abundancia relativa a lo largo de todo el testigo fueron *Chironomus* y *Tanytarsini*, seguido por *Ablabesmyia* y *Macropelopia*. Los morfogéneros litorales presentaron abundancias relativas de entre el 9 y 30 %. El morfogénero litoral más importante fue *Dicrotendipes*, seguido por *Cladopelma* (Fig. 7.6).

La riqueza (S) tuvo numerosas variaciones a lo largo de todo el testigo, sin embargo, se pudo observar un aumento desde los 18 cm hacia la superficie del testigo, alcanzando su máximo a los 11 cm con una riqueza de 18. La diversidad (H) varió entre 1,3 y 2 a lo largo de todo el testigo (Fig. 7.6).

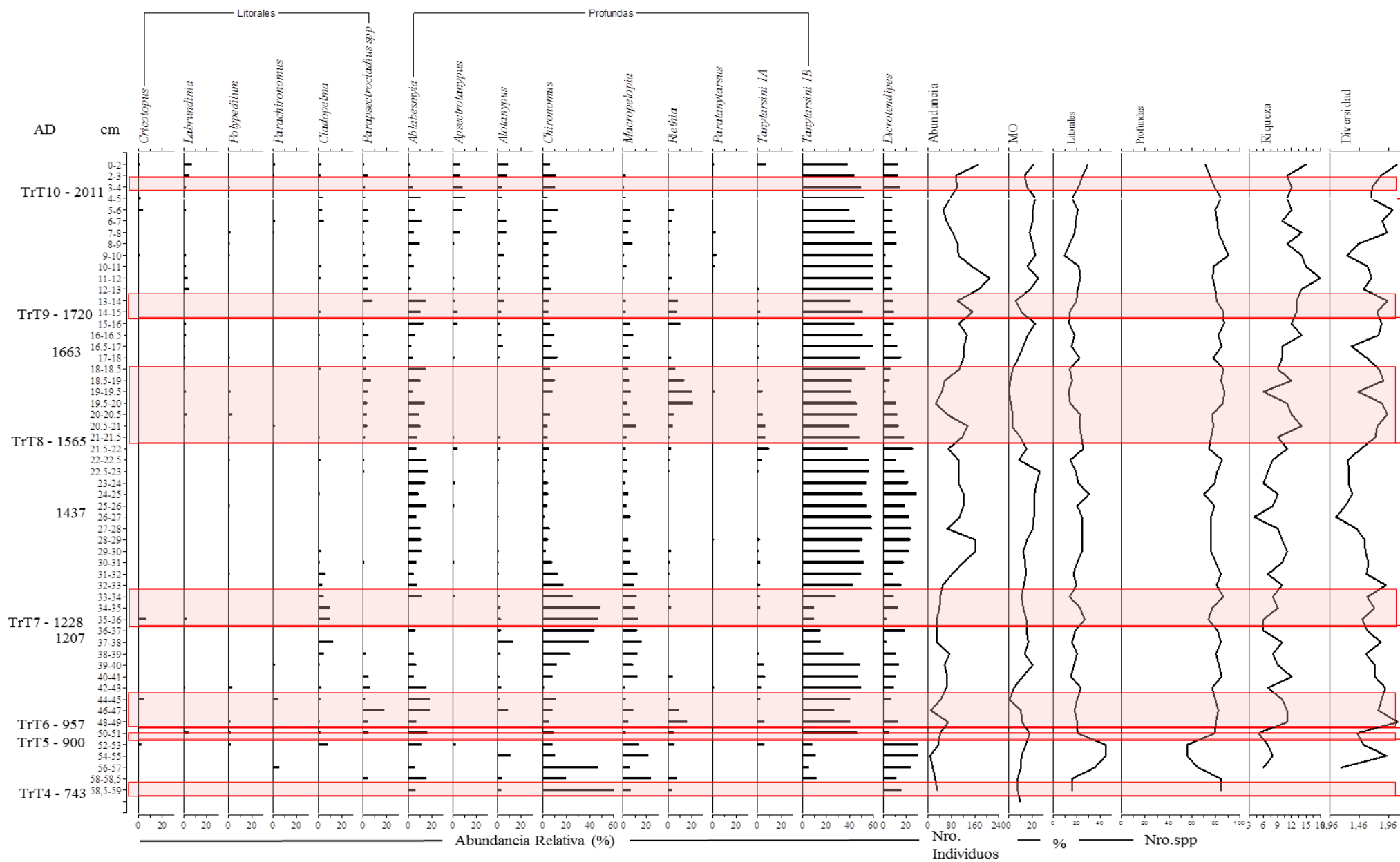


Figura 7.6: Abundancias relativas de quironómidos (> 1 %) en la laguna El Trébol agrupados según su hábitat. MO: Materia Orgánica (%); H: Índice de Diversidad; S: Riqueza (número de especies). Sombreados rojos marcan las tefras encontradas.

7.2.3. Análisis estadísticos

Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA)

En la curva de DCA (Fig. 7.7) se graficaron los puntajes de las especies en relación a la profundidad, lo que se interpreta como la variación a través del tiempo. El DCA1 presentó valores constantes (-0,17) a lo largo de todo el testigo con dos grandes picos en los intervalos 59-54 y 33-38 cm. Por otro lado el DCA2 mostró un comportamiento más irregular con la presencia de 3 grandes picos a los 58 cm, 46 cm y 19 cm.

En la Fig. 7.8 se observan los gráficos biplot DCA donde se muestra por el arreglo de las muestras (Fig. 7.8a) y las especies (Fig. 7.8b) en el espacio ecológico en donde los ejes representan la variabilidad ambiental general (temperatura, lluvia, etc). Las muestras se unieron cronológicamente mediante líneas para poder visualizar la dirección del cambio, y adicionalmente se graficó la MO (Fig. 7.8a). Se observó un desplazamiento sobre el eje 1 correspondiente a las muestras más antiguas, desde la base del testigo hasta los 19 cm (línea amarilla y azul). A partir de dicho centímetro se observó un desplazamiento en el eje2, en una dirección hacia los valores positivos del eje 2 (línea roja) coincidente con la MO. En el gráfico de los morfogéneros se distinguieron morfogéneros en el cuadrante con mayor MO, como ser *Alotanypus*, *Cladopelma*, *Chironomus*, *Apsectrotanypus* y *Labrundinia*, y otros en el sector opuesto, *Tanytarsini* 1A, *Ablabesmyia* y *Dicrotendipes* (Fig. 7.8b).

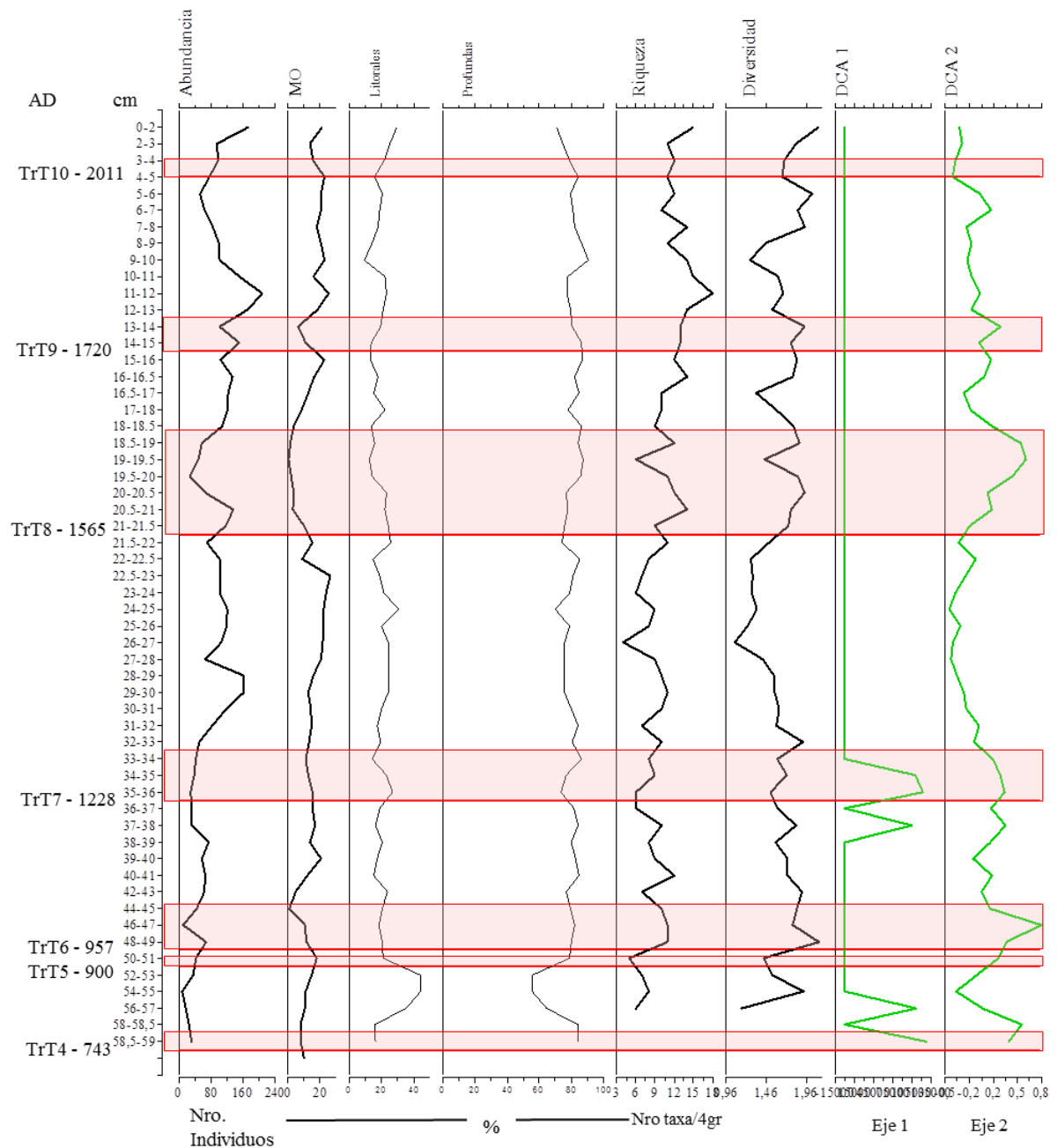


Figura 7.7: Resultados de DCA para la laguna El Trébol. Abundancia de quironómidos: número de individuos; MO: Materia Orgánica (LOI 550°); H: Índice de Diversidad; S: Riqueza de especies (número de especies); sombreado rojo: tefras. Ejes 1 y 2 del DCA calculados con las abundancias relativas de los quironómidos. Eigenvalues: DCA1: 0.09394; DCA2: 0.06114

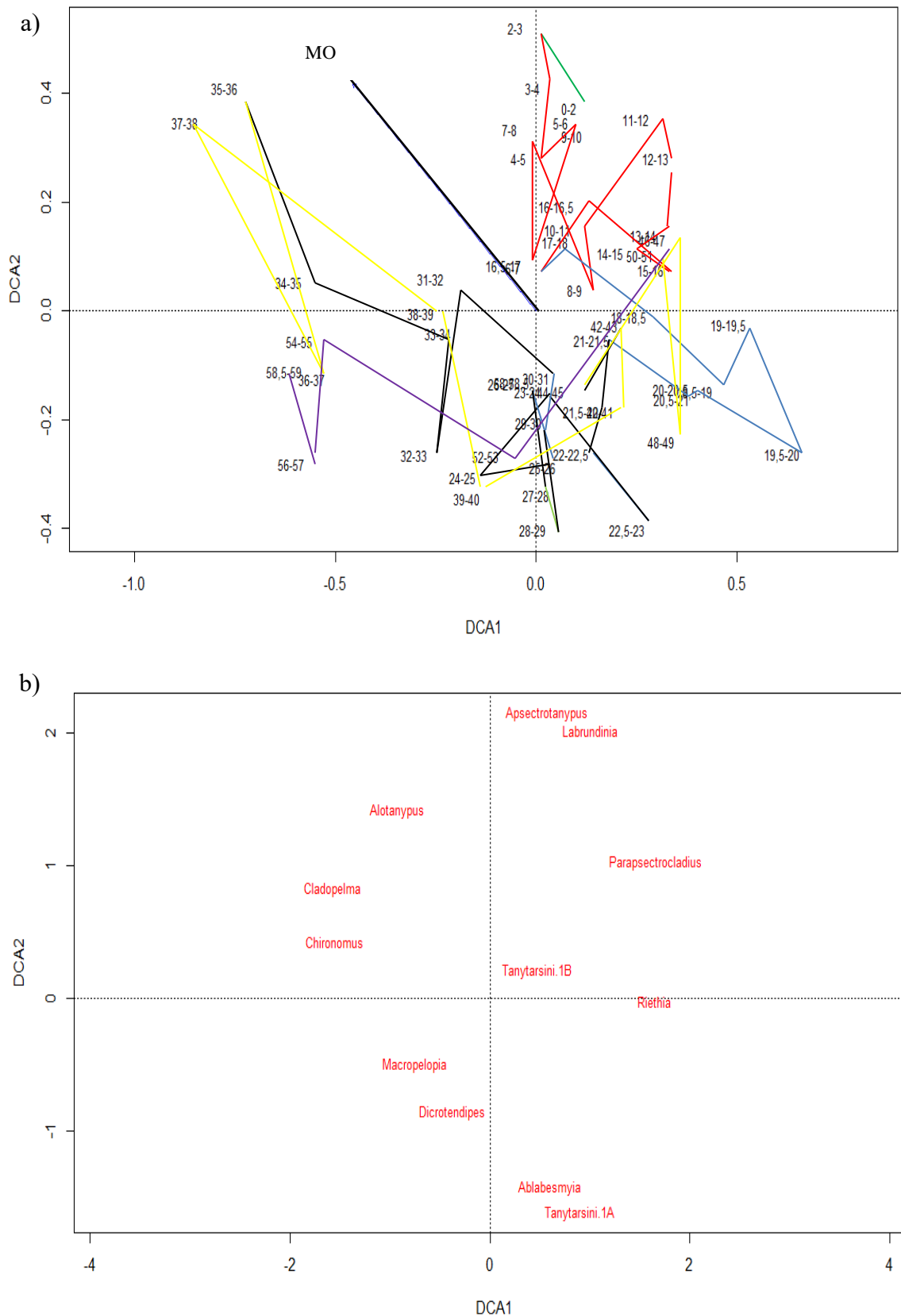


Figura 7.8: Scors para la laguna El Trébol. a) DCA mostrando los centímetros a lo largo del testigo. Línea amarilla: TrT6 hasta TrT7; Línea negra: TrT7 hasta TrT8; Línea azul: desde TrT8 hasta TrT9; Línea roja: desde TrT9 hasta TrT10; Línea verde: desde TrT10 hasta la superficie. Se le gráfico la MO; b) morfógenos con abundancias relativas > 1 %. Eigenvalues: DCA1: 0.09394; DCA2: 0.06114

Luego del impacto de la tefra TrT4, disminuyó la abundancia relativa de *Tanytarsini* 1B, *Riethia*, *Parapsectrocladius*, *Macropelopia* y *Alotanypus*, mientras que *Chironomus* aumentó. Al mismo tiempo desapareció *Dicrotendipes*, *Cladopelma* y *Tanytarsini* 1A, y apareció *Cricotopus*. El número total de individuos disminuyó considerablemente en el intervalo de la tefra pero mostró una pronta recuperación, mientras que la riqueza comenzó a descender gradualmente.

Luego de la tefra TrT5 aparece *Parapsectrocladius*, aumentan *Tanytarsus* 1B y *Ablabesmyia*, y disminuye la abundancia relativa de *Tanytarsus* 1A, *Macropelopia*, *Cladopelma* y *Dicrotendipes*. Sin embargo, el número de individuos no se vio afectado por la deposición de la tefra y continuó aumentando al igual que la MO, mientras que la riqueza continuó descendiendo (Fig. 7.6).

Luego de la tefra TrT6 se observó un descenso de la abundancia de quironómidos y MO. Esto se puede observar claramente en el caso de *Ablabesmyia*, la cual presenta altas abundancias relativas previas a la tefra y luego disminuye en un 50% aproximadamente. Sin embargo, por otro lado, aumentan *Dicrotendipes*, *Macropelopia* y *Riethia* (Fig. 7.6) y desaparecen *Labrundinia* y *Cladopelma*.

En la tefra TrT7 la MO y abundancia total de quironómidos se mantienen constantes tanto pre como post tefra. La mayor abundancia relativa de *Chironomus*, el cual comienza a disminuir gradualmente hacia los niveles post-tefra, mientras que *Cladopelma*, *Cricotopus* y *Labrundinia* aparecen luego de dicha tefra, al contrario que *Dicrotendipes* y *Tanytarsini* 1B que disminuyen luego de la misma. Durante la tefra se observa una disminución de los morfogénos que habitan aguas profundas (alcanzando un 73 % a los 35 cm) y un incremento de los morfogénos litorales, los cuales luego de la tefra retoman sus valores pre-tefra (Fig. 7.6).

Luego de la tefra TrT8 se observa un incremento en la abundancia total de quironómidos y un descenso de la MO. En líneas generales los morfogénos mantienen sus abundancias relativas iguales o similares a las que presentaban previo a la tefra, a excepción de *Parapsectrocladius*, que aparece luego de la misma y de *Tanytarsini* 1A y *Dicrotendipes*, que muestran un descenso de sus abundancias luego de la tefra (Fig. 7.6). En la tefra TrT9, no se observan cambios evidentes en las abundancias de los morfogénos, pero si se observó una disminución en el porcentaje de MO (Fig. 7.6). En la TrT10 no se observaron grandes variaciones, salvo un leve descenso en las abundancias relativas de *Tanytarsini* 1B (Fig. 7.6).

7.3. DISCUSIÓN

7.3.1. Efecto de factores ambientales sobre las comunidades de quironómidos

El morfógeno dominante a lo largo de todo el testigo fue *Tanytarsini* 1B. Desde el año 1207 AD (37 cm) hasta 1437 AD (26 cm) la alta abundancia de dicho morfógeno, sumado a la dominancia de morfógenos profundos y tolerantes al frío, como *Chironomus* y *Macropelopia* (Brooks *et al.*, 2007; Massaferró, 2009; Cranston, 2010; Chen *et al.*, 2014), estaría indicando un clima esencialmente frío. A partir de 1565 AD (21 cm), la aparición e incremento de morfógenos relacionados con ambientes litorales y vegetados, como *Dicortendipes*, *Labrundinia* y *Parapsectrocladius* (Cranston, 2010), sumado al incremento en la MO, indicaría un aumento de la productividad (Fig. 7.7). Este incremento en la MO también se ve reflejado en el DCA (Fig. 7.8 a), donde se observa un desplazamiento de los centímetros superiores con un incremento de la MO (líneas azul y roja). La aparición en el año 1663 AD (17 cm) de morfógenos relacionados con cuerpos de agua pequeños o pantanosos como ser *Apsectrotanypus*, *Alotanypus* y *Labrundinia* (Cranston, 2010), estaría sugiriendo un descenso en el nivel de las aguas, probablemente debido a un incremento en la temperatura y descenso de las precipitaciones. Este incremento en la temperatura se confirma con el aumento del morfógeno indicador de ambientes cálidos *Ablabermysia* (Cranston, 2010) y la disminución del morfógeno indicador de ambientes fríos *Chironomus* (Massaferró, 2009). Por otro lado, del 2011 en adelante se observa una disminución de la abundancia relativa de *Tanytarsini* 1B y *Apsectrotanypus*, este último morfógeno se relaciona con cuerpos de agua pequeños, fríos y con baja productividad (Woodward y Shulmeister, 2006; Cranston, 2010), pudiendo dar indicios de un incremento en la temperatura del agua y una mayor productividad. Dicho incremento en la productividad también se ve reflejado en el incremento de *Chironomus*, morfógeno relacionado con ambientes productivos.

7.3.2. Efecto de las tefras en las comunidades de quironómidos

En los niveles de tefra se observa, en general, un descenso en la abundancia y diversidad de algunos morfógenos seguido, en algunos casos, por una rápida recuperación posterior a la depositación. En otros casos, las comunidades se ven afectadas por la caída de las cenizas sufriendo una posterior disminución e inclusive una desaparición de morfógenos. Este comportamiento podría atribuirse a varios factores que actuarían en forma

diferencial según el grupo funcional y hábitat de la comunidad. En algunos casos, la dilución del sedimento ocasionado por la tefra, generaría una disminución del alimento disponible, especialmente para los morfogéneros profundos que se alimentan de detritos orgánicos, lo cual provocaría una disminución de los mismos. En otros casos, el origen de la erupción y la dirección y forma de la depositación de la ceniza serían los causantes de dicha disminución (Araneda *et al.*, 2007).

En la laguna El Trébol, los morfogéneros más afectados por la caída de la tefra TrT4 (743 AD) son *Alotanypus*, *Tanytarsini* 1B, *Riethia*, *Macropelopia* y *Parapsectrocladius*, lo que se observa en la disminución de sus abundancias relativas. Sin embargo, morfogéneros como *Ablabesmyia* y *Chironomus* no se ven afectados por la misma, posiblemente debido a que el tamaño de la tefra no generó cambios significativos del sustrato ni restringió la disponibilidad de alimento (Araneda *et al.*, 2007).

En el caso de la TrT5 (900 AD) se observa un aumento de las abundancias relativas de *Ablabesmyia* y *Tanytarsini* 1B, y un descenso de *Macropelopia*, *Cladopelma* y *Dicrotendipes*, indicando la presencia de una tefra de grano grueso con escasa MO (Araneda *et al.*, 2007). En la tefra TrT6 (957 AD), al igual que en TrT5, se observa un descenso del número de quironómidos y MO, con una pronta recuperación luego de la misma, indicando una dilución de los sedimentos por parte de la tefra. Por otro lado, se puede inferir que TrT6 es una tefra cuyas partículas son de tamaño pequeño, generando un ambiente apto para morfogéneros que habitan en sedimentos finos o sobre macrófitas, como *Macropelopia*, *Dicrotendipes* y *Riethia* (Cranston, 2010), los cuales aumentaron su abundancia relativa.

En la tefra TrT7 (1228 AD), la presencia de morfogéneros litorales, relacionados con cuerpos de agua pequeños o pantanos, como *Cladopelma*, *Cricotopus* y *Labrundinia* (Cranston, 2010), indicaría el arrastre de morfogéneros litorales al centro de la laguna en conjunto con la tefra o niveles bajos del agua de la laguna. Luego de la tefra TrT8 (1538 AD), la aparición de *Parapsectrocladius*, morfogénero relacionado con sedimentos de lagos glaciares (Cranston, 2010), podría estar indicando un descenso en la temperatura del agua, posiblemente debido a una disminución de la penetración de los rayos solares por la ceniza en suspensión (Modenutti *et al.*, 2015). En la tefra TrT9 (1720 AD), no se observan cambios evidentes en las comunidades de quironómidos, solo se distingue una disminución en el porcentaje de MO, probablemente debido a una dilución del sedimento por parte de la tefra.

Por último, luego de la tefra, perteneciente al Complejo Volcánico Cordón Caulle-Puyehue del 2011 (TrT10), se observa un aumento de la abundancia, diversidad y riqueza de quironómidos.

7.4. CONCLUSIONES

En la laguna El Trébol se observan variaciones en cuanto a la productividad del sistema, nivel del agua y aportes de la cuenca en los últimos 500 años.

Entre los años 1207 AD y 1437 AD se observa un clima frío y húmedo, dado por la dominancia de morfógeno profundos y de ambientes fríos, como *Chironomus* y *Macropelopia* (Massaferro, 2009; Cranston, 2010). En los últimos 500 años se observa un aumento en la temperatura del ambiente, indicado por la aparición de morfógenos relacionados con ambientes cálidos, como *Dicrotendipes* y *Labrundinia*, lo que a su vez ocasionaría un incremento en la vegetación en la laguna, lo que se observa con el incremento en los porcentajes de MO y por la presencia de *Parapsectrocladius*, morfógeno asociado a macrófitas. Este incremento en la temperatura provocaría un aumento de la evaporación y por ende una disminución de los niveles de agua de la laguna, lo cual es consistente con la aparición de morfógenos relacionados con cuerpos de aguas pequeños y/o pantanosos, como *Apsectrotanypus*, *Alotanypus* y *Labrundinia* (Cranston, 2010).

En líneas generales, en los intervalos donde se encuentran las tefras se observa un descenso en la MO, la abundancia y diversidad de quironómidos, con una inmediata recuperación post depositación. Esto podría atribuirse a varios factores, principalmente a 1) una dilución del sedimento, 2) origen y tipo de erupción y velocidad de depositación, y 3) intensidad y dirección de los vientos del oeste, la intensidad influiría en la distancia a la cual puede ser transportada la ceniza, y la dirección determina si toda la pluma pasa sobre cierto sitio o si pasa por otro sector. Por otro lado, la reacción de los diferentes morfógenos de quironómidos varió dependiendo de la erupción volcánica. La TrT4 (743 AD) afectó en mayor medida a los morfógenos *Alotanypus*, *Macropelopia*, *Riethia*, *Tanytarsini* 1B y *Parapsectrocladius*, posiblemente debido a limitaciones en la alimentación. En la tefra TrT5 (900 AD) la presencia de *Ablabesmyia* estaría indicando una tefra de grano grueso. La tefra TrT6 (957 AD), de grano fino, indicado por la disminución de *Ablabesmyia*, muestra además una disminución de la MO y del número de quironómidos, posiblemente debido a la dilución del sedimento, ya que se observa una pronta recuperación tanto de los porcentajes de MO como del número de quironómidos pre-tefra. La tefra TrT7 (1228 AD) no muestra efecto sobre los quironómidos, ya que se observan mayores abundancias de morfógenos asociados a variaciones en los niveles de agua de la laguna. La tefra TrT8 (1538 AD), habría quedado en suspensión por un lapso prolongado, generando un ambiente óptimo para *Parapsectrocladius*, mientras que la tefra TrT9 (1720 AD), no generó modificaciones en el sistema. Por último, la tefra TrT10, correspondiente a la erupción del Chaitén 2011, no produjo cambios notables en

la estructura de los ensambles de quironómidos, aunque se distingue una disminución de *Apsectrotanypus*, dando indicios de mayores temperaturas del agua y mayor productividad del sistema.

CAPÍTULO 8

RECONSTRUCCIÓN DE CAMBIOS CLIMÁTICOS Y AMBIENTALES EN BASE A QUIRONÓMIDOS ENCONTRADOS EN BRAZO BLEST



8.1. INTRODUCCIÓN

El Lago Nahuel Huapi (LNH) es un lago de origen glaciectónico (González Bonorino y González Bonorino, 1978; Dalla Salda y Franzese, 1987; Spalletti y Dalla Salda, 1996) ubicado en el Norte de la Patagonia Argentina, en los bosques leñosos de la base de la Cordillera de los Andes ($41^{\circ} 01' 25.66''$ S - $71^{\circ} 32' 5.88''$ O, 767 m s.n.m.), con una superficie de 557 m^2 , y una profundidad máxima de 464 m. Presenta una forma irregular con siete brazos: Blest, Campanario, Última Esperanza, Huemul, Machete, Rincón y Tristeza; y se alimenta de los deshielos de hielo y nieve, así como también de las lluvias, y se descarga a través del río Limay (Serra *et al.*, 2016).

El Brazo Blest se encuentra a unos 25 km de la ciudad de San Carlos de Bariloche y es una de las ramificaciones más importantes del Lago Nahuel Huapi. Recibe descargas del río Frías, que acarrea material de deshielo proveniente del glaciar de Cerro Tronador y las aguas de la cuenca (Fig. 8.1). La bahía de Brazo Blest ($41^{\circ} 01' 27,80''$ S - $71^{\circ} 49' 13,86''$ O, 772 m s.n.m.) posee una profundidad de 40 m y se encuentra rodeada por selva Valdiviana con un promedio de precipitaciones de 3000-4000 mm anuales, con estaciones bien definidas, con inviernos húmedos y frecuentes nevadas con temperaturas bajo cero, y veranos secos con temperaturas cercanas a los 30°C (Barros *et al.*, 1983) (Fig. 8.2). Se encuentra rodeado por dos grandes cuencas, Blest-Cántaros y Frías las que realizan grandes aportes sedimentarios al lago dependiendo de la época del año (Fig. 8.3).

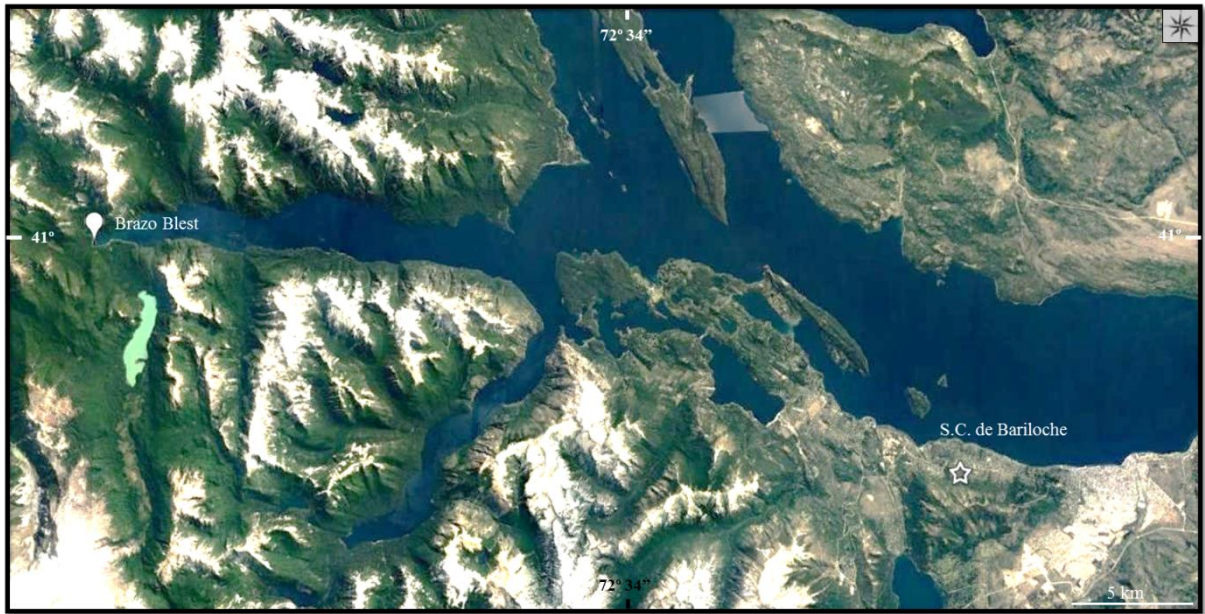


Figura 8.1: Brazo Blest. Imagen tomada de Google Earth

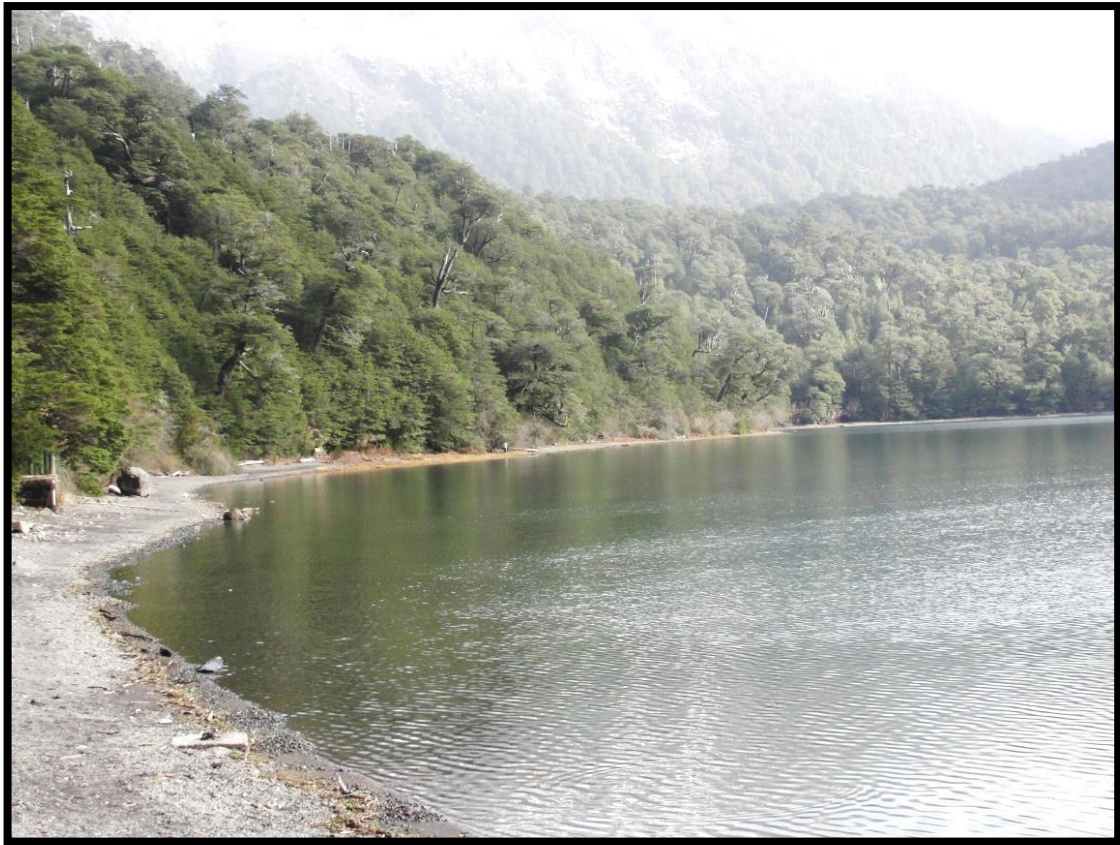


Figura 8.2: Fotografía de Brazo Blest desde la costa.



Figura 8.3: Cuenca del Brazo Blest. A) Cuenca Blest-Cantaros, línea punteada marca el arroyo que ingresa a la Bahía; B) Cuenca Glaciar Frías, línea punteada marca el Rio Frías que ingresa a la Bahía. Imagen tomada del Google Earth.

8.2. RESULTADOS

El 26 Julio de 2011 se extrajo un testigo corto de 35 cm para el estudio de quironómidos (B11). Se distinguieron dos tefras distintivas a los 5 y 9 cm de profundidad del testigo. Dataciones en el capítulo 4.

8.2.1. Materia Orgánica (MO)

La MO se mantuvo con valores cercanos al 48 % a lo largo de todo el testigo, a excepción del intervalo donde se encontró la BT1 (9-10 cm; 1894 AD) en el cual descendió bruscamente alcanzando valores del 5 % (Fig. 8.4).

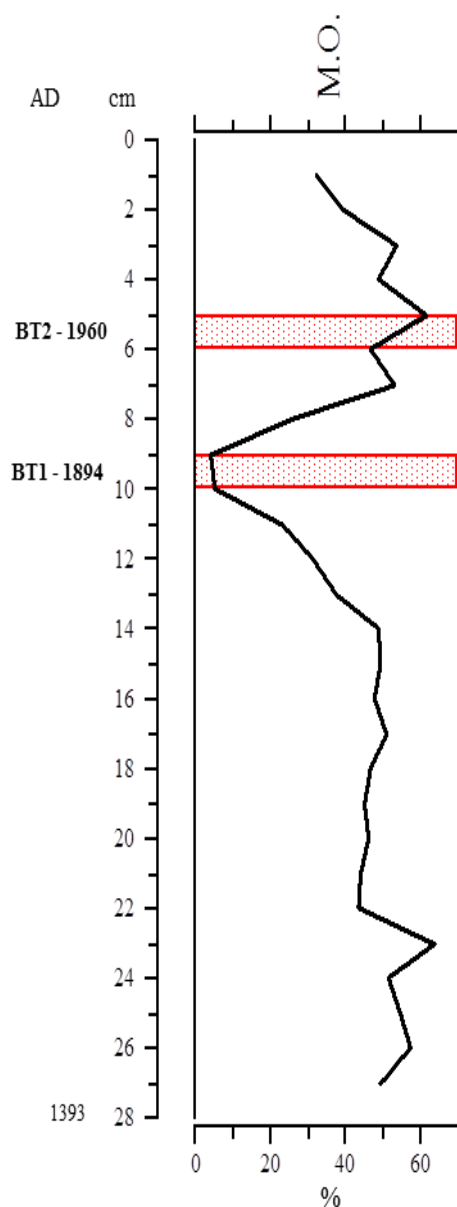


Figura 8.4: Materia Orgánica (MO) presente en el testigo del Brazo Blest. Franjas rojas marcan las tefras encontradas.

8.2.2. Quironómidos

Se encontraron un total de 185 quironómidos pertenecientes a 27 morfógenos en la secuencia sedimentaria del testigo B11. Los mismos pertenecieron a las subfamilias Chironominae, Orthocladiinae, Tanypodinae y Podonominae (Tabla 8.1). Las características taxonómicas y ecológicas de cada morfógeno se muestran en el Apéndice I.

Tabla 8.1: Subfamilias y morfógeno encontrados en el testigo de Brazo Blest.

Chironominae	Orthocladiinae	Tanypodinae	Podonominae
<i>Apedilum</i>	<i>Chaetocladius</i>	<i>Alotanypus</i>	<i>Parochlus</i>
<i>Chironomus</i>	<i>Corynoneura</i>	<i>Apsectrotanypus</i>	<i>Podonomus</i>
<i>Microtendipes</i>	<i>Eukiefferiella</i>	<i>Macropelopia</i>	
<i>Polypedilum</i>	<i>Gymnometriocnemus</i>		
<i>Phaenopsectra</i>	<i>Limnophyes</i>		
<i>Riethia</i>	<i>Paralimnophyes</i>		
<i>Tanytarsini 1A</i>	<i>Parapsectrocladius</i>		
<i>Tanytarsini 1B</i>	<i>Smittia</i>		
<i>Xestochironomus</i>	<i>Pseudosmittia</i>		
	<i>Stictocladius</i>		
	<i>Symbiocladius</i>		

Los morfógenos más abundantes fueron *Limnophyes* (abundancia relativa 16 %), *Riethia* (abundancia relativa de 12 %) y *Cricotopus* (abundancia relativa de 12 %). Los morfógenos litorales más abundantes fueron *Cricotopus* y *Limnophyes* (abundancia relativa 16 %), seguidos por *Parochlus* y *Riethia*, y luego por los morfógenos semiterrestres/terrestres como *Xestochironomus* y *Stictocladius*. La Fig. 8.5 muestra los morfógenos cuyas abundancias relativas superan el 1 %, aquellos con una abundancia relativa menor o igual al 1 %, como *Apsectrotanypus*, *Acricotopus*, *Chaetocladius*, *Corynoneura*, *Macropelopia*, *Paralimnophyes*, *Podonominae*, *Smittia* y *Symbiocladius*, no se incluyeron en la figura. La abundancia total de cápsulas cefálicas de quironómidos tuvo su máximo a los 22 cm, luego comenzó a descender gradualmente hasta los 11 cm y a partir de allí volvió a aumentar hacia la parte superior del testigo, llegando a tener una abundancia relativa del 7 % en el intervalo 0-1 cm (Fig. 8.5). En las muestras entre 4 y 8 cm se observaron los menores valores de abundancia relativa, mostrando una rápida recuperación luego de la tefra.

El análisis de agrupamiento en cuanto a los morfogéneros encontrados y la profundidad del testigo, muestra dos grupos principales: I entre los 35 y 6 cm, y el II entre los 6 y 0 cm (Fig. 8.6). A su vez ambos grupos se subdividieron en dos subgrupos: Ia (35-14 cm), donde se observan morfogéneros presentes únicamente en este grupo, como *Chaetocladius*, *Alotanypus*, *Symbiocladius*, *Stictocladius*, *Chironomus*, *Apedilum*, *Parapsectrocladius* y *Polypedilum*, y gran presencia de *Parochlus*. En el subgrupo Ib (14-6 cm) se observan grandes abundancias de *Riethia* y *Microtendipes*, y luego de los 9 cm se observa la aparición de *Cricotopus* y *Limnophyes*. El grupo II se dividió en el subgrupo IIa (6-2 cm) presenta mayor representatividad de *Riethia* y *Limnophyes*, y el subgrupo IIb (2-6 cm) con características similares al IIa.

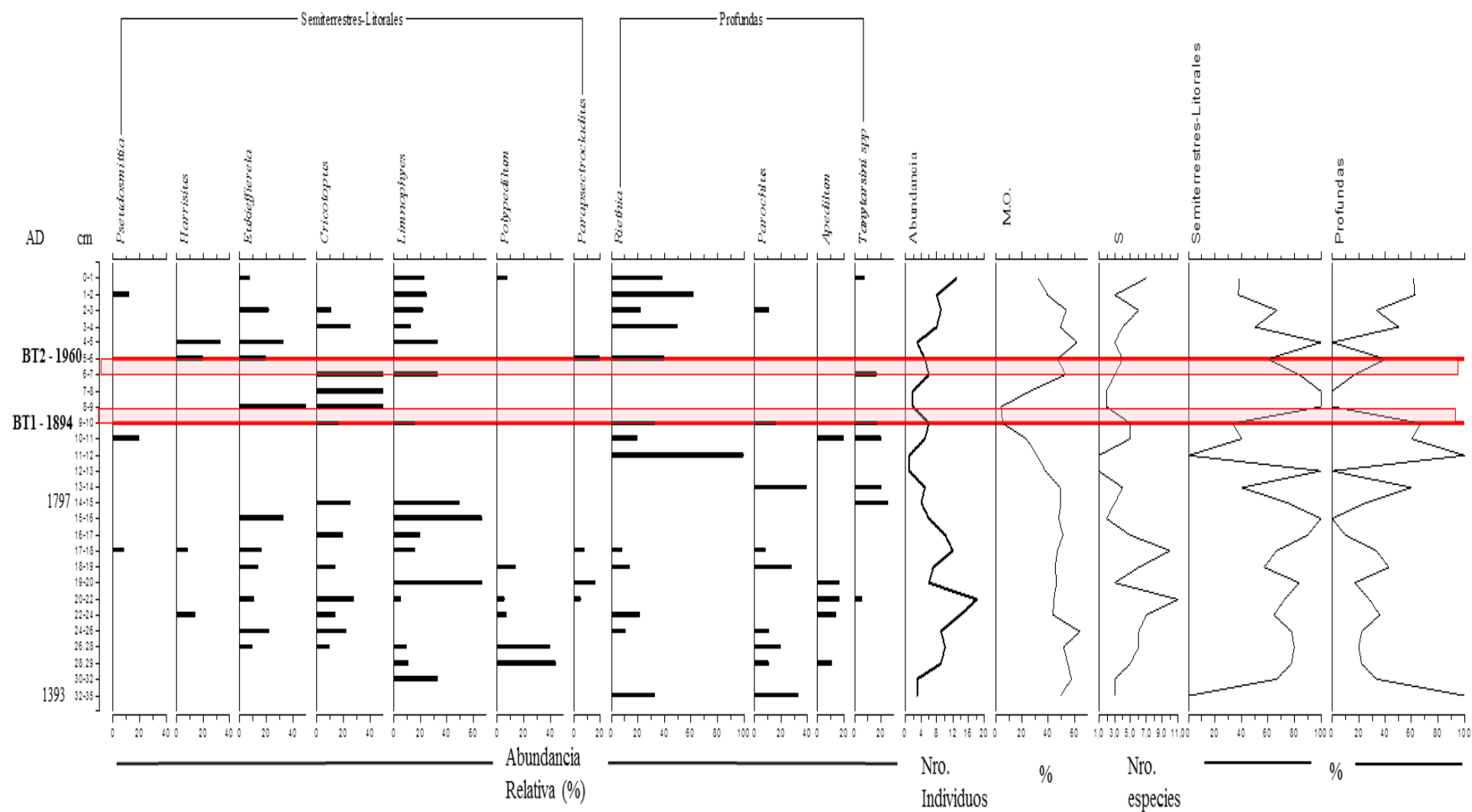


Figura 8.5: Abundancia Relativa de quironómidos (> 1 %) agrupados según su hábitat encontrados en Brazo Blest; MO: materia orgánica; S: Riqueza (número de morfógenos); porcentajes de morfógenos semiterrestres-litorales y profundos (%). Franjas rojas marcan las tefras encontradas.

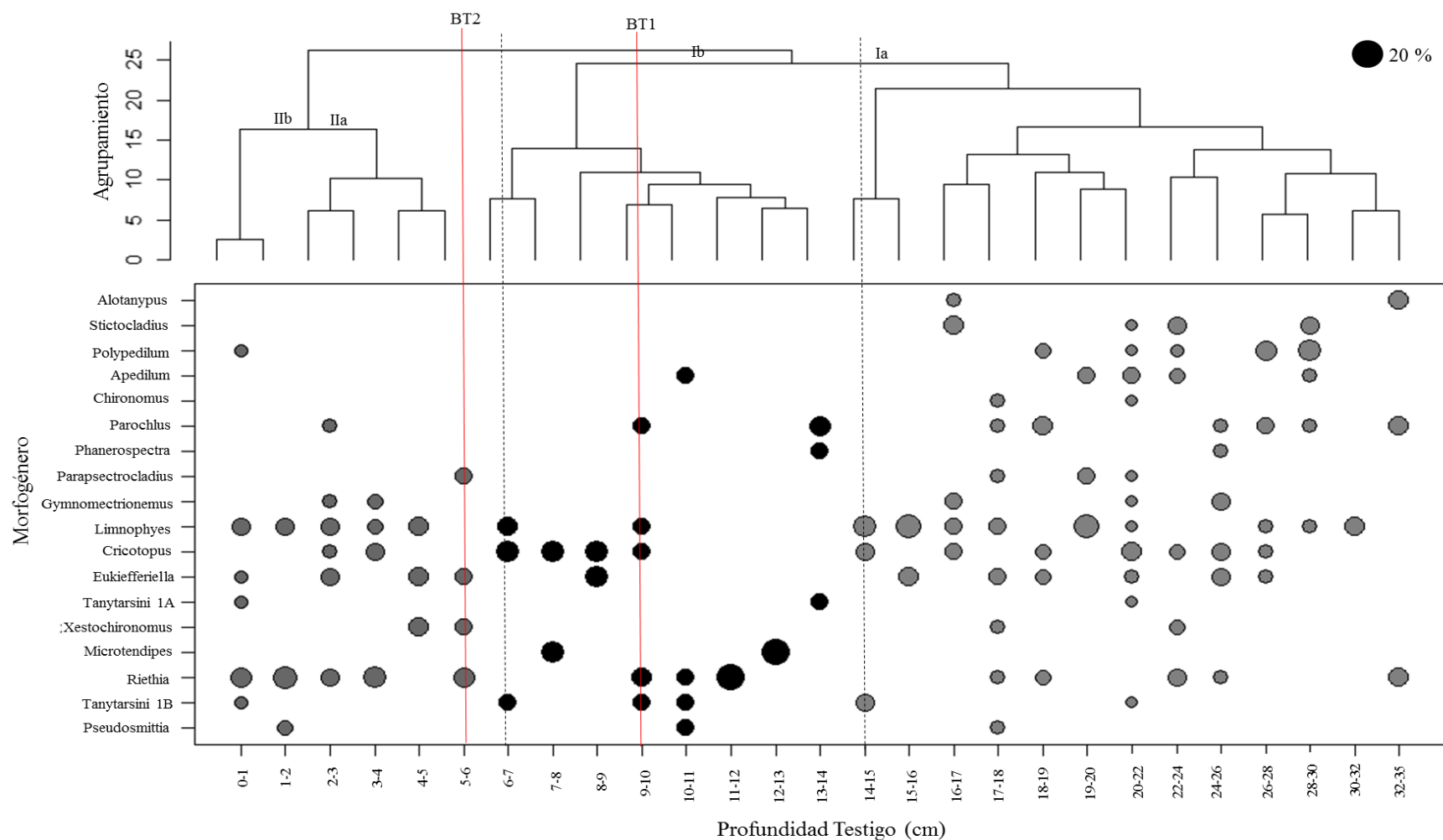


Figura 8.6: Análisis de agrupamiento y abundancias relativas de los morfógenos encontrados a lo largo del testigo de Brazo Blest. La abundancia de cada morfógeno en los centímetros muestreados se encuentran indicadas por una escala de símbolos (burbujas) de modo de visualizar la distribución de los morfógenos a lo largo de todo el testigo. Ia, Ib, Ila y Iib son los grupos identificados. Líneas rojas marcan las tefras encontradas. Líneas punteadas marcan zonas.

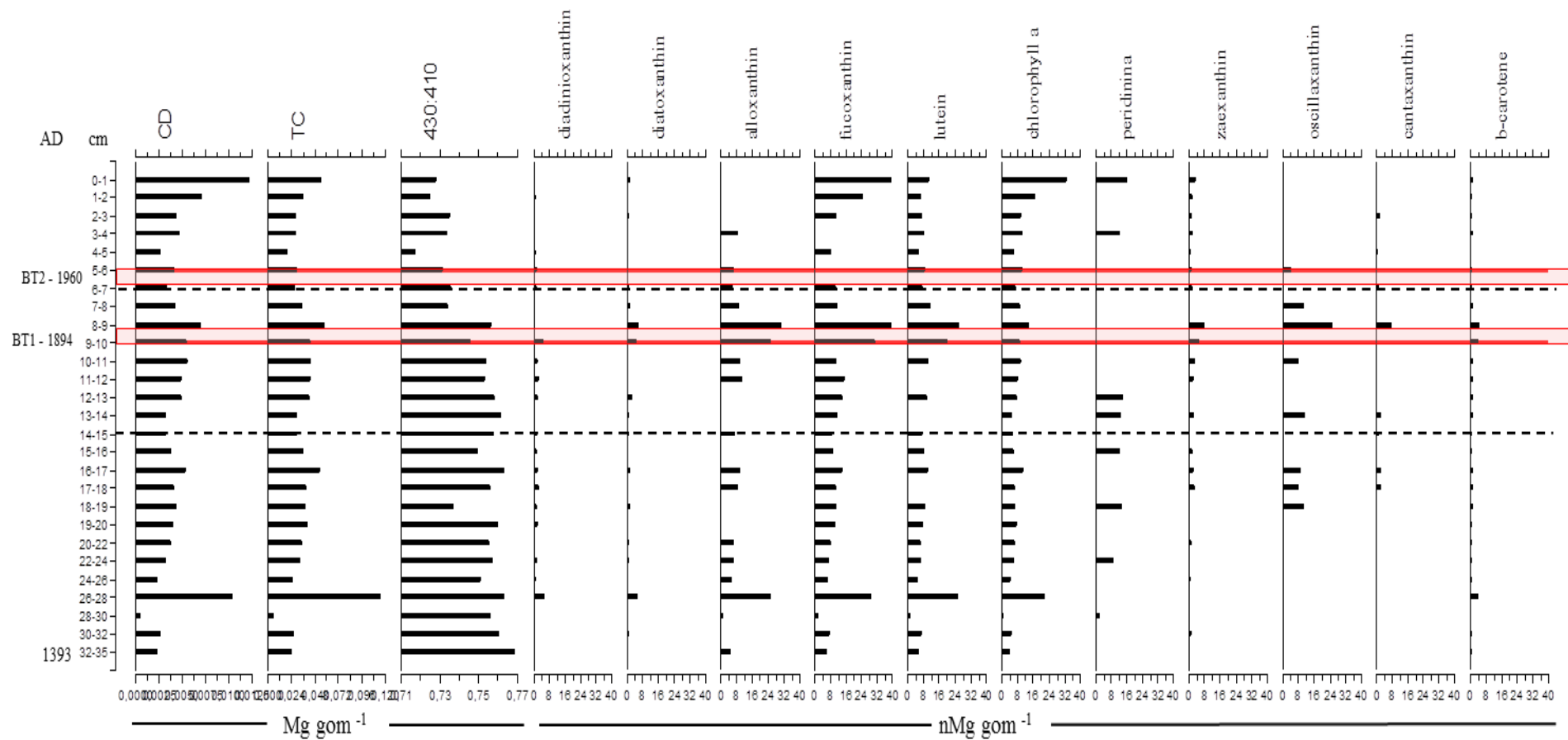


Figura 8.7: Pigmentos totales y específicos encontrados a lo largo de todo el testigo de Brazo Blest. CD: Derivados de Clorofila. TC: Carotenoides Totales. Tasa 430nm:410nm. Franjas rojas marcan las tefras encontradas; líneas punteadas marcan la zonación

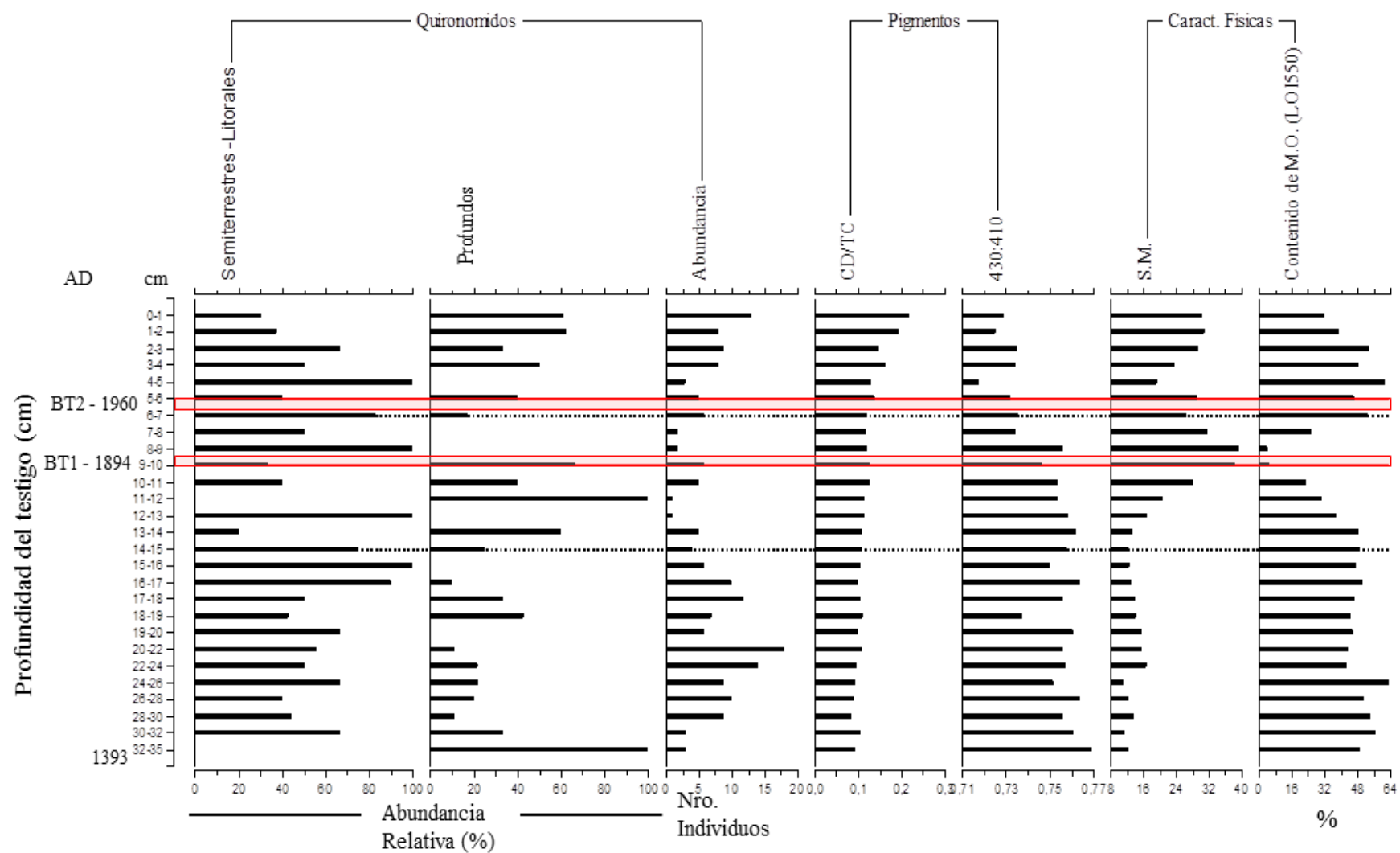


Figura 8.8: Quironómidos encontrados en el testigo de Brazo Blest, porcentaje de morfogéneros semiterrestres-litorales y profundas; Abundancia (número de individuos); S.M.: Susceptibilidad Magnética (constante adimensional, k); M.O.: Materia Orgánica (%). Franas rojas marcan tefras encontradas. Línea punteada marca zonación realizada en base a los quironómidos.

8.2.3. Cambios bióticos en la estratigrafía

Los pigmentos fósiles son bioproxies que se emplean como indicadores de la composición algal en un cuerpo de agua. Mientras que los pigmentos de amplia distribución, como la clorofila *a* y la feofitina *a*, son valiosos indicadores de la abundancia total de las algas, los carotenoides, como la alloxantina, luteína, equinenona, fucoxantina o peridinina, son útiles para la investigación de cambios en el pasado de las Clases, Divisiones o grupos funcionales algales (Leavitt y Hodgson, 2001). Los pigmentos fotosintéticos se encontraron presentes y con preservación constante a lo largo de todo el testigo. Esto se pudo analizar a través del índice 430:410 y la presencia de clorofila *b* que se mantuvo relativamente constante a lo largo de todo el testigo, con un leve incremento desde la mitad del testigo hacia la parte superior (Fig. 8.7). La clorofila disuelta (CD), los carotenoides totales (CT) y pigmentos específicos mostraron tendencias similares, presentando picos en los intervalos 0-6, 6-10, 16-20 y 26-28 cm. La sección 8-10 cm fue particularmente rica en carotenoides de diatomeas (fucoxanthin, diatoxanthin), cryptophytas (alloxanthin) y cyanobacterias (cantaxonesnthin).

Para la descripción de los bioproxies a lo largo de la secuencia sedimentaria, se realizó una zonación de la composición de la biota utilizando el modelo de Broken Stick. Basados en la composición de los quironómidos se distinguieron tres zonas significativas (Fig. 8.7):

Zona 1. Desde la base del testigo hasta los 14 cm; ca. 1393 a 1797 AD. En esta zona se registró el mayor número de quironómidos, con un elevado porcentaje de morfógenos semiterrestres-litorales, como ser *Cricotopus*, *Limnophyes*, *Eukiefferiella* y *Polypedilum*. En el intervalo 26-28 cm se observó un pico de los pigmentos alloxanthin, carotene, β -carotene, clorofila *a*, diatoxanthin, diadinoxanthin, fucoxanthin y luteina. Mientras que oscillaxanthin y cantaxantina aparecieron solo en el intervalo 18-5 cm. La tasa CD/CT presentó valores prácticamente constantes con un leve incremento hacia la parte superior de la zona, con valores que fueron desde 95,61 a 106,71. El índice 430:410 reflejó valores constantes, entre 0,768 nm y 0,737 nm, con un leve decrecimiento hacia la parte superior del testigo y una pronta recuperación a los 18 cm. La SM mostró valores mínimos en los 24 cm (11 k), con un pequeño incremento a los 22 cm (16,67 k). Por otro lado, se encontraron elevados contenidos de MO a lo largo de toda la zona (Fig. 8.8).

Zona 2. Desde 14 a 6 cm; ca. 1797 a 1951 AD. Se observó un descenso del número de cápsulas cefálicas de quironómidos, con una prevalencia de morfógenos profundos como *Riethia*, como morfógeno dominante, seguido por *Limnophyes* y *Cricotopus*. En esta zona se distinguieron dos subzonas (Z2a y Z2b), debido a los cambios en las abundancias de quironómidos, los valores de SM y de MO. En la subzona Z2a (desde los 14 a los 10 cm;

1797 a 1874 AD) se observaron altas abundancias relativas de morfógenos profundos, altos valores de 430:410 y MO y bajos valores de SM (aumentando hacia la parte superior). En la subzona Z2b (desde 10 a 6 cm; 1874 a 1951 AD) se registraron abundancias relativas altas de quironómidos semiterrestres-litorales, bajos valores de MO y 430:410, y altos valores de SM. En el intervalo 8-9 cm se encontraron altas abundancias relativas de *Eukiefferiella* y *Cricotopus* (Fig. 8.6). Tanto el CD/CT como la mayoría de los pigmentos mostraron un gran incremento en el intervalo 8–9 cm, en contraste con los valores de 430:410 y las concentraciones de pigmentos como β -carotene y chlorophyll *a*, los cuales presentaron un decrecimiento. La SM presentó un incremento en el intervalo 9-10 cm (tefra), acompañado de un rápido descenso de la MO (Fig. 8.5 y 8.8).

Zona 3. Desde 6 cm hacia la parte superior del testigo; ca. 1951 a 2011 AD. Se observó un claro incremento en el número total de quironómidos hacia la parte superior del testigo, con una sustitución de los morfógenos semiterrestres-litorales por profundos en el intervalo 3-4 cm. Los morfógenos dominantes en esta zona fueron *Limnophyes* y *Riethia*, seguidos por *Harrisius*, *Cricotopus*, *Pseudosmittia*, *Gymnometriocnemus*, *Parochlus* y *Tanytarsini* (Fig. 8.5). La SM mostró una tendencia similar a los quironómidos, con valores más bajos en la tefra BT2 (5-6 cm) que aquellos registrados en BT1 (9-10 cm); así mismo, los valores más bajos de esta zona se encontraron en el intervalo 4-5 cm, seguido por un aumento hacia la parte superior del testigo. El contenido de MO retornó a sus valores promedios (48 %) alcanzando valores de 62 % a los 4-5 cm (Fig. 8.8). El índice CD/CT presentó un fuerte incremento desde los 6 cm de profundidad hacia la parte superior del testigo (de 122,73 a 218,60). La clorofila *a* mostró un incremento a los 2-3 cm. El índice 430:410 varió entre 0,718 y 0,736, los cuales fueron sus valores más bajos a lo largo de todo el testigo; opuesto al índice CD/CT, el cual incrementó gradualmente desde la base hacia la parte superior del testigo, donde además presentó sus valores máximos.

8.3. DISCUSIÓN

8.3.1. Efecto de factores ambientales sobre las comunidades de quironómidos y pigmentos fósiles

Los análisis multiproxy llevados a cabo en sedimentos del Brazo Blest muestran cambios climáticos y en la productividad del sistema durante los últimos 800 años.

Entre 1393 y 1797 AD (35 y 14 cm; zona 1) se encontraron altas abundancias de quironómidos semiterrestres-litorales y pigmentos de criptofitas (alloxantina), hecho que estaría asociado a periodos de fuertes precipitaciones y mayores aportes al sistema. La aparición a los 18-19 cm (1720 AD) de myxoxanthin y oscillaxanthin, pigmentos típicos de las algas azul-verdosas, estaría indicando un incremento del estado trófico del lago (Canfield Jr. *et al.*, 1989). Los altos valores del índice 430:410 y los bajos valores de CD/CT indicarían alta preservación de los pigmentos y producción de MO autóctona. Los bajos valores de SM también indican el ingreso de sedimentos clástico y MO desde la cuenca.

Posteriormente, entre 1797 y 1951 AD (14 y 6 cm; zona 2) se observa un descenso del número total de quironómidos, MO y 430:410, así como también cambios en los quironómidos, pasando de ser morfogéneros semiterrestres-litorales a profundos, descendiendo el índice 430:410 y la MO, e incrementando la SM, todo esto indicaría una gran variabilidad en el clima durante este intervalo. En la primer parte (subzona 2a, 1797-1874 AD, 14-10 cm) existe un descenso significativo de los quironómidos semiterrestres-litorales y la presencia de morfogéneros profundos, indicando una disminución en las precipitaciones, tal y como lo describió Villalba (1990), quien determinó un intervalo seco y cálido desde 1839 a 1899 AD, provocando un retroceso del Glaciar Frías, en la lengua norte del Tronador, sector Argentino. Un aumento de la MO indicaría grandes aportes de aguas de deshielo glaciar hacia el Brazo Blest, transportando grandes cantidades de sedimento fino en suspensión. Luego, entre 1874 y 1951 AD (subzona 2b; 10-6 cm) se evidencia un incremento de quironómidos semiterrestres-litorales, como *Eukiefferiella*, y un descenso de los morfogéneros profundos; sumado al pico que se observa de luteína, pigmento dominante en detrítico de origen terrestre (Frey, 1974), indicaría aportes de sedimento erosionado al lago, asociado con un incremento en las precipitaciones. Esto coincidiría con Villalba (1990), quien describe un intervalo frío y húmedo entre 1900 y 1910 AD, provocando un re avance del Glaciar Frías. Estas condiciones incrementan la esorrentía de sedimentos desde la cuenca Blest-Cántaros con grandes cantidades de material. Paralelamente, los valores altos del índice 430:410 y bajos de la tasa CD/CT, indicarían baja tasa de degradación de los pigmentos debido a la baja productividad

del sistema y los bajos porcentajes de MO autóctona, lo que podría estar relacionado con las altas precipitaciones, elevada turbidez del agua y las bajas temperaturas mencionadas por Villalba (1990).

Finalmente, entre 1951 y 2011 AD (zona 3, 6-0 cm), se observan cambios en los ensambles de quironómidos, un aumento de los pigmentos de origen terrestre, β -caroteno y luteína, y un aumento de los valores de CD/CT, sugiriendo un incremento en el transporte de sedimentos alóctono ricos en MO hacia el lago. La presencia de morfogéneros semiterrestres-litorales, como *Limnophyes* y *Cricotopus*, indicaría un incremento en el transporte de sedimentos arrastrando dichos morfogéneros hacia el centro del cuerpo de agua. Esto se muestra en Serra *et al.* (2016) donde también se analizaron valvas de diatomeas, apoyando la teoría del ingreso de sedimentos con el arrastre de morfogéneros semiterrestres-litorales y aumento de la turbidez de la columna de agua. Por otro lado, las aguas provenientes del derretimiento del Glaciar Frías que alcanzan el Brazo Blest a través del río Frías, transportarían grandes cantidades de sedimentos finos en suspensión, producto de la abrasión de las rocas del sustrato (Ariztegui *et al.*, 2007), produciendo un aumento de la turbidez de la columna de agua y así limitando la penetración de la luz, ocasionando una disminución en la abundancia de la biota. Este ingreso de sedimentos en suspensión se confirma a partir de la presencia de pigmentos relacionados con bajas intensidades lumínicas, alloxanthin (cryptophytes) y oscillaxanthin (cyanobacteria), así como el aumento de pigmentos terrestres, como β -carotene y lutein. Esto es coincidente con lo encontrado por Masiokas *et al.* (2008), quien describe un incremento en la temperatura durante la temporada cálida entre 1912 y 2002 AD, ocasionando el derretimiento del Glaciar Frías. Por otro lado, los valores bajos de 430:410 y altos de CD/CT indicarían cambios en el origen de la MO desde autóctona a alóctona.

8.3.2. Efecto de las tefras en las comunidades de quironómidos

Se manifiestan indicios del impacto de la caída de cenizas del Volcán Calbuco (T1) entre el año 1893 y 1894 AD en el intervalo 9-10 cm, donde los valores SM son altos y los de MO bajos. Así mismo, esta tefra produjo una reducción significativa del número de quironómidos. El ingreso de la tefra al sistema aportaría material suspendido a la columna de agua, ya turbia por el ingreso de material fino proveniente de las precipitaciones, incrementando la tasa de sedimentación, ocasionando la reducción de la disponibilidad de alimento y de la producción de MO autóctona, así como también diluyendo las concentraciones de los quironómidos en el sedimento. La tefra T2 (5-6 cm), proveniente del

volcán Calbuco en el año 1961 AD y/o posiblemente de la erupción del Complejo Volcánico Cordón Caulle-Puyehue en el año 1960 AD, produjo un descenso en el número de quironómidos, produciendo una disrupción del hábitat y una gran depositación de cenizas en el fondo del lago, así como también un incremento de sedimentos en suspensión a la columna de agua.

8. 4. CONCLUSIONES

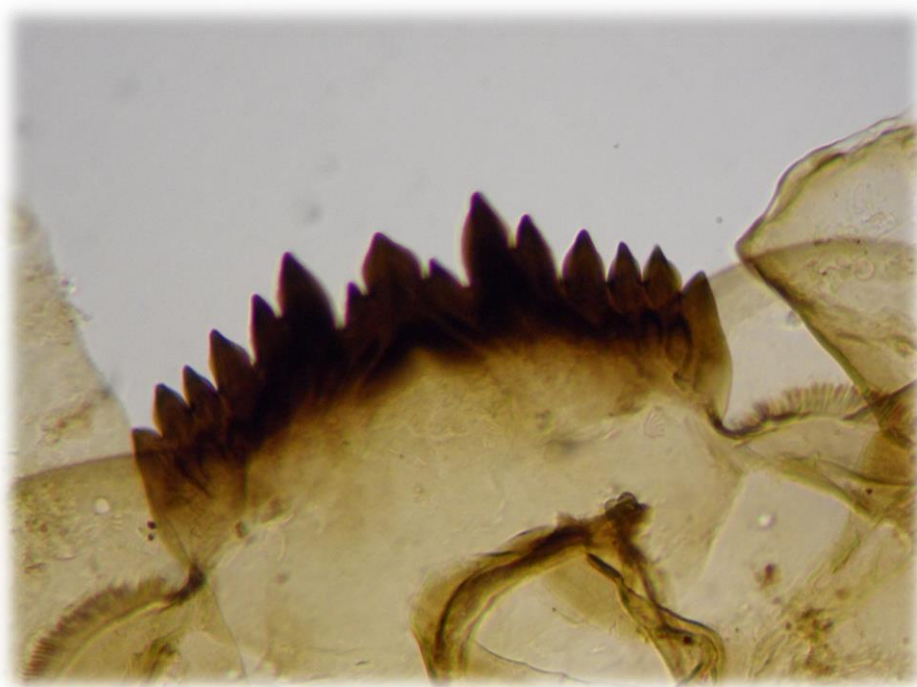
Se observan evidencias de cambios climáticos y en la productividad del Brazo Blest en los últimos 800 años, reflejándose en variaciones en la cuenca del río Frías (aporte de sedimentos glaciales) y en la cuenca Blest-Cántaros (aporte de MO y minerales).

Entre 1393 y 1797 AD se observan las condiciones frías prevalecientes durante la última parte de la Pequeña Edad del Hielo (PEH o LIA por sus siglas en inglés: *Little Ice Age*). Esto estaría indicado por el alto contenido de MO autóctona y la presencia de quironómidos semiterrestres-litorales provenientes de la escorrentía ocasionada por las precipitaciones, sumado a la presencia de pigmentos de cryptofitas, que además estarían indicando un período húmedo y con bajo aporte de sedimentos glaciales debido a las bajas temperaturas. Dicha interpretación coincide con las condiciones húmedas y frías inferidas para la PEH (Villalba, 1990; Masiokas *et al.*, 2008). Entre 1797 y 1951 AD se evidencia la transición entre las condiciones ambientales de la PEH y las condiciones climáticas actuales, comenzando con temperaturas cálidas y bajas precipitaciones, indicado por la gran abundancia de morfogéneros profundos. Posteriormente, presenta un gran aporte de MO y baja productividad del sistema, con grandes aportes externos debido a fuertes precipitaciones, arrastrando morfogéneros semiterrestres-litorales. Finalmente, entre 1951 y 2011 AD, las características climáticas serían similares a las actuales, con mayores temperaturas y transporte de sedimentos alóctonos, indicado por el incremento de pigmentos terrestres y CD/CT.

Por otro lado, las erupciones volcánicas impactaron sobre la abundancia y diversidad de la biota al generar una reducción de la penetración de la luz y de la disponibilidad de alimentos, produciendo de esta manera cambios en el estado trófico del lago. Es importante destacar que las erupciones volcánicas en el área han afectado las comunidades de quironómidos, modificando tanto su abundancia como su composición, esto debido al ingreso repentino de cenizas al sistema, incorporando sedimentos en suspensión en la columna de agua y cubriendo la superficie del lago. Sin embargo, se observa una rápida recuperación de las comunidades de quironómidos luego de la depositación de la tefra, indicando que el mayor efecto es el mecánico, sepultando a los individuos o disminuyendo la disponibilidad de alimento.

CAPÍTULO 9

CONCLUSIONES FINALES



Uno de los principales objetivos de esta tesis fue, a través del estudio de la paleodiversidad de quironómidos, identificar eventos climáticos ocurridos en el último milenio. El estudio de los testigos sedimentarios analizados en este trabajo, muestra que los ensambles de quironómidos subfósiles de las lagunas La Zeta, El Trébol y el Brazo Blest reflejan cambios climáticos relacionados principalmente con la temperatura y las precipitaciones. Además se observó que en dos de los sitios estudiados (El Trébol y el Brazo Blest) muestran variaciones en los ensambles relacionados con la productividad del sistema.

En cuanto a los cambios climáticos detectados en la presente tesis, en las lagunas La Zeta, El Trébol y Brazo Blest, a partir del año 1400 AD hasta la actualidad, se infiere un clima seco y cálido que se evidencia a partir de la presencia de *Polypedilum* (Armitage *et al.*, 1995; Massafferro *et al.*, 2013; Chen *et al.*, 2014). El caso de Brazo Blest merece ser analizado de forma particular, dado que es un brazo de un gran lago (Lago Nahuel Huapi) y se encuentra alimentado por las descargas provenientes del glaciar Frías, el cual es altamente sensible a cambios en las temperaturas del aire. Entre 1400-1800 AD se observaron condiciones frías y húmedas con altos porcentajes de MO autóctona y con bajos aportes de sedimentos glaciales, coincidentes con la Pequeña Edad del Hielo (PEH). Esto concuerda, con lo encontrado por Williams *et al.* (2016) para el mismo período. Luego de la PEH se observaron resultados similares a los encontrados por Villalba (1990), quien describe un intervalo seco y cálido entre los años 1839 y 1899 AD, resultando en un retiro del Glaciar Frías, que habría ocasionado la liberación de material mineral hacia el río Frías. Esta interpretación surge a raíz de un incremento en el ingreso de aguas con grandes cantidades de sedimento en suspensión hacia el Brazo Blest. Este punto en donde la temperatura comienza a incrementar hacia los valores actuales, concuerda con lo encontrado por Villalba *et al.* (2003) entre los años 1850 y 1875 AD. Finalmente, entre 1951 y 2011 AD el aumento de las temperaturas, acompañado de fuertes precipitaciones habría habilitado el ingreso de sedimentos alóctonos conjuntamente con el aporte de quironómidos típicos de las zonas litorales hacia el centro de la cubeta. Estas variaciones en las condiciones climáticas concuerdan con la inestabilidad climática a nivel global observada por Ariztegui *et al.* (1997), quienes observaron variaciones climáticas en sedimentos del lago Mascardi a finales de la última glaciación. Así mismo, este incremento en la temperatura en los últimos 50 años se evidencia en la laguna La Zeta con el aumento de morfogéneros asociados a temperaturas cálidas, como ser *Ablabesmyia* y *Cricotopus* (Cranston, 2010).

En cuanto a la productividad y contribución de materia orgánica, entre el año 1963 AD y el 2011 AD, la laguna La Zeta presenta un cambio trófico, con un aumento de los

morfogéneros típicos de ambientes productivos (*Ablabesmyia*, *Apsectrotanypus*, *Alotanypus* y *Parachironomus*). Esto ocurrió, posiblemente por el aumento en la actividad antrópica en dicha laguna debido al establecimiento de la ciudad de Esquel alrededor de 1906 AD (Burgos, 2015). Así mismo, se observa un incremento en las macrófitas y MO en la laguna Terraplén, desde el año 1948 AD hasta la actualidad, posiblemente relacionado con la formación de la ciudad de Esquel y su uso recreativo y la ganadería, entre otros. Por otro lado, en el Brazo Blest, entre el año 1951 y 2011 AD hay un incremento en el ingreso de materia orgánica alóctona al sistema, al mismo tiempo que se observa mayor turbidez de la columna de agua provocado por el ingreso de aguas glaciarias provenientes del Monte Tronador a través del Río Frías. Este incremento podría estar relacionado con el calentamiento global del siglo XX (Gonzalez *et al.*, 2003) y/o el aumento de actividad humana en la zona, sobre todo por la formación de S. C. de Bariloche en el año 1902. En la laguna El Trébol se observa, entre el año 1965 AD y la actualidad, la aparición de morfogéneros litorales relacionados con la presencia de macrófitas (*Dicrotendipes*, *Labrundinia* y *Parapsectrocladius*), indicaría una modificación en el estado trófico de la laguna, probablemente debido al incremento en la temperatura. En los últimos 100 años la aparición de *Alotanypus*, morfogénero relacionado con arroyos urbanos (Cranston, 2010), y el incremento de *Chironomus*, asociado a ambientes disturbados (Massaferro *et al.*, 2004), estaría mostrando mayor impacto humano en la cuenca. Dicho impacto antrópico en los últimos 100 años coincidiría con el período recientemente denominado Antropoceno (Crutzen, 2002; Wolfe *et al.*, 2013), en el cual el ser humano comienza a tener mayores impactos sobre el ecosistema, con grandes aportes de nutrientes a los cuerpos de agua, debido a su aumento en la distribución mundial, la formación de ciudades, fábricas, entre otras. En conclusión, se puede observar que la laguna La Zeta, El Trébol y el Brazo Blest muestran variaciones en cuanto a MO en los últimos 50 años. Esto estaría relacionado con el calentamiento global por el aumento de las temperaturas a nivel mundial y/o con el impacto humano de los últimos 50 años, dada la cercanía de dichos sitios de los centros urbanos y la alta actividad turística presente, que se incrementa de manera exponencial año tras año, en donde la ciudad de Esquel recibe 120.000 turistas por año y S.C. de Bariloche unos 700.000 turistas por año (Diario Rio Negro, 2013; Burgos, 2015; Diario Hosteltur, 2017). En la laguna Terraplén no se observa este aumento en la MO ocasionada por parte de la actividad turística, probablemente debido a que se encuentra en un predio cerrado con difícil acceso, por lo que el número de visitantes es mucho menor.

Respecto a los efectos de las erupciones volcánicas sobre los quironómidos, pudo observarse que han tenido un efecto sobre dichos ensambles, modificando tanto su abundancia

como su composición. Sin embargo, sus impactos no serían a largo plazo, ya que existen evidencias de una rápida recuperación de la comunidad de quironómidos luego de la tefra, lo cual se puede observar en trabajos previos realizados en la región de Los Andes (Massaferro *et al.*, 2005, Araneda *et al.*, 2007; Williams *et al.*, 2016). Por otro lado, la respuesta de dicho ensamble ante un evento volcánico como la caída de ceniza volcánica, es variable según la erupción y sus características. Se destacan cambios como por ejemplo el descenso de la abundancia de quironómidos y el número de especies en los periodos donde se depositó la ceniza, pero luego hay una rápida recuperación, esto podría ser por un factor mecánico/ambiental más que comportamental, como ser disminución de la penetración de luz, aumento en las concentraciones de fosforo afectando la biomasa algal (Modenutti *et al.*, 2015), y dilución del sedimento ocasionada por el ingreso repentino de grandes cantidades de material externo a la laguna. Esta dilución del sedimento también se ve reflejada en el descenso de la MO en los intervalos donde se encuentra la tefra.

La respuesta del ensamble de quironómidos frente a las tefras (tengan o no el mismo origen), o inclusive la respuesta de un mismo morfogénero ante distintas erupciones, dan indicios de las diferencias que existen entre las erupciones volcánicas, aun perteneciendo a un mismo volcán y de las características de la cubeta, tal como lo describen Massaferro *et al.* (2016). Algunos de los factores que estarían relacionados con las diferencias entre erupciones son la composición y tamaño de la tefra, fuerza y duración de la erupción, y la dirección del viento, el cual al tener dominancia desde el oeste, acarrea con las cenizas generadas por los volcanes pertenecientes a Chile.

En la Fig. 9.1 se muestra un esquema de las variaciones encontradas a lo largo del tiempo en los cuatro sitios estudiados. A grandes rasgos se pueden observar 2 grandes períodos, el primero con un clima húmedo y frío, desde el año 680 hasta el 1400 AD, seguido por un clima seco y cálido, con baja producción, desde el 1400 hasta la actualidad. A su vez en este último periodo se puede observar un cambio de materia orgánica autóctona por alóctona a partir del año 1950 AD.

En líneas generales, la información provista por los sitios estudiados provee un panorama general de lo ocurrido en la zona cordillerana de Patagonia Norte. Mostrando variaciones climáticas y de productividad en los últimos 1000 años. Por esta razón, los bioproxies, como en este caso los quironómidos, son una excelente herramienta para identificar variaciones ambientales históricas, y adquirir información sobre la dinámica y funcionamiento de los ecosistemas acuáticos, con el objetivo de poder entender las condiciones actuales e inferir futuros escenarios ambientales.

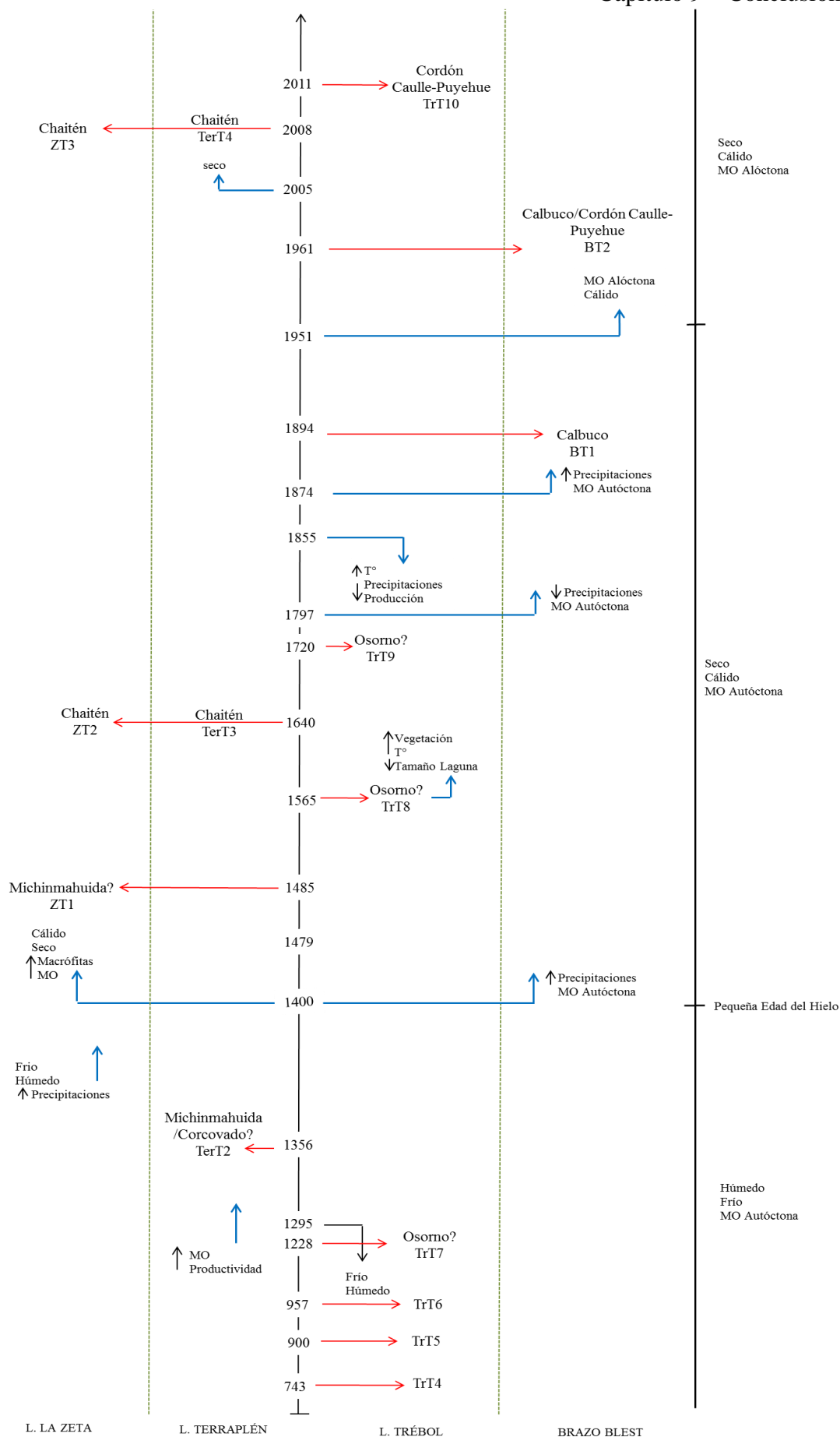


Figura 9.1: Cronología, (AD) de eventos encontrados en los cuatro sitios de estudio. Las flechas rojas indican la presencia de tefra. Las flechas negras indican un cambio ambiental.

Apéndice I

CHIRONOMIDAE

A continuación se muestran las morfotaxa encontradas en este estudio, las cuales fueron identificadas utilizando:

- Cranston (2010) <http://chirokey.skullisland.info/genus/>,
- Brooks *et al.* (2007)
- Rieradevall y Brooks (2001) para la identificación de Tanypodinae
- Massaferró *et al* (2013) para la identificación de Tanytarsini.

Las fotografías utilizadas fueron tomadas por la tesis, a excepción de algunas a las cuales se les puso el autor en el epígrafe. Las mismas son a modo ilustrativo para mostrar las principales características tomadas en cuenta para la identificación de las morfotaxa.

Géneros encontrados en las lagunas estudiadas

Blest	Terraplén	Trébol	La Zeta	
	x	x	x	Ablabesmyia
x	x	x	x	Alotanypus
x				Apedlum
x				Acricotopus
x	x	x	x	Apsectrotanypus
x				Chaetocladius
x	x	x	x	Chironomus
	x	x		Cladopelma
x	x	x	x	Cricotopus
	x	x		Cryptochironomus
x		x		Corynoneura
	x	x	x	Dicortendipes
x	x	x		Eukiefferiella
			x	Glyptotendipes
x		x	x	Gymnometrionemus
	x	x		Labrundinia
x	x		x	Linnophyes
x	x	x		Macropelopia
x				Microtendipes
x	x	x	x	Parapsectrocladius
	x	x	x	Parachironomus
x				Paralimnophyes
	x	x	x	Paratanytarsus
x			x	Parochlus
x				Phanerospectra
x				Podonome
x	x	x	x	Polypedilum
x				Pseudosmittia
x		x		Riethia
x			x	Smittia
x				Stictocladius
x				Symbiocladius
x	x	x	x	Tanytarsini 1A
x	x	x	x	Tanytarsini 1B
x				Xestochironomus
185	8006	4757	2098	Total Individuos

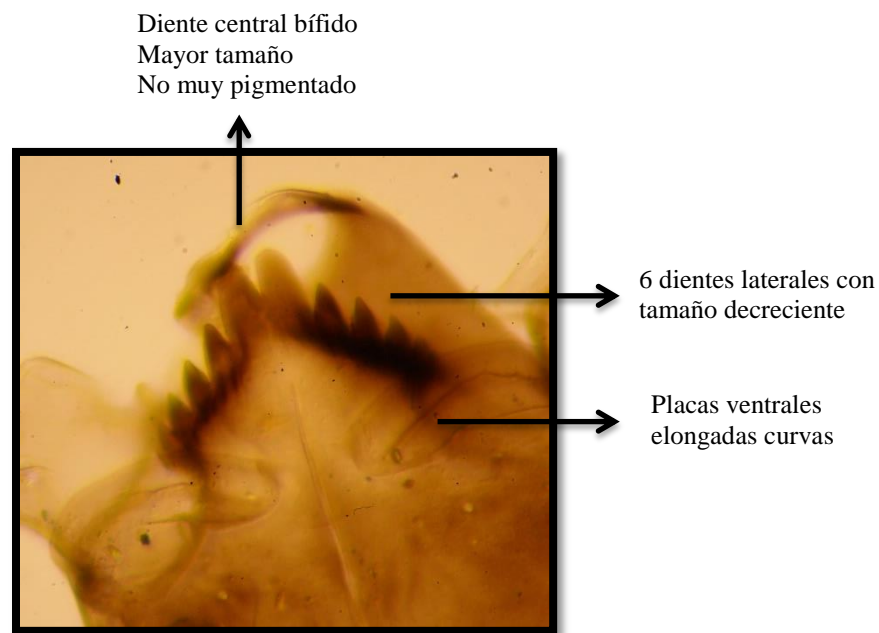
CHIRONOMINAE

Quironómidos generalmente de tamaño grande, con pigmentos de hemoglobina, variando de acuerdo a la profundidad y la intensidad lumínica. Placas ventrales bien desarrolladas, con estrías, en abanico (Tribu Chironomini) o prácticamente rectas y en contacto entre sí (Tribu Tanytarsini).

Tribu Chironomini

Apedilum Townes

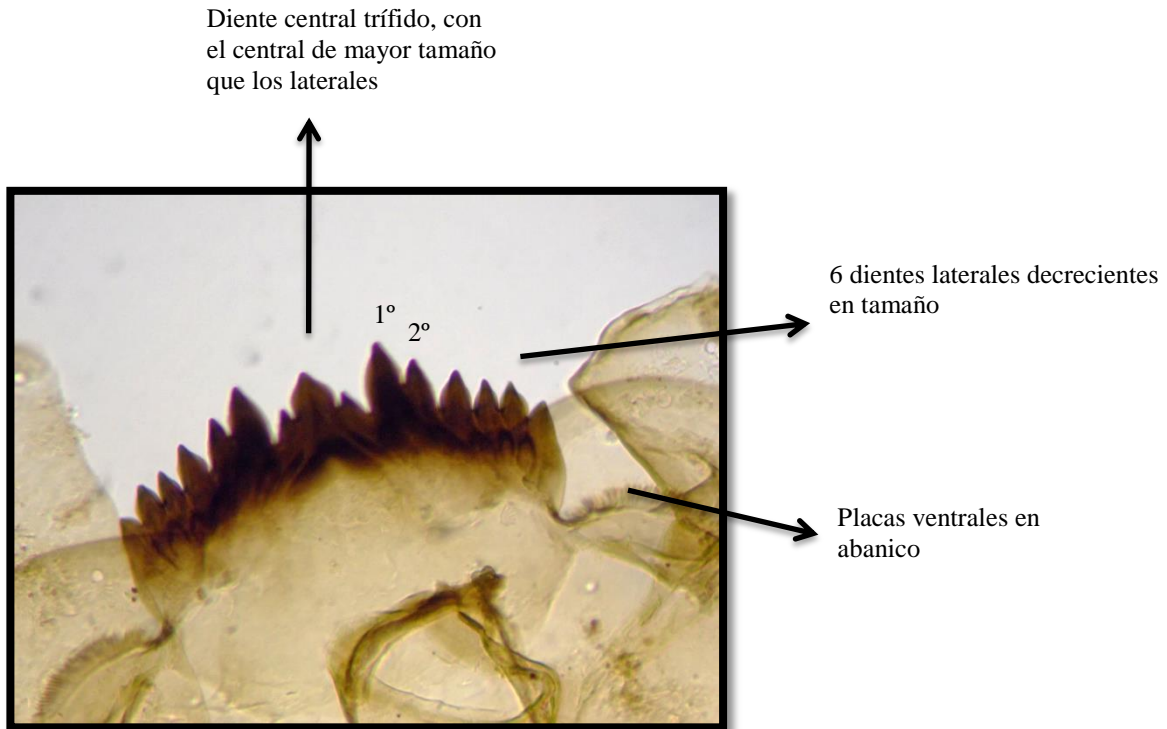
Asociado a vegetación en lagunas, lagos y ríos con poco movimiento. Mayormente litorales. En agua salobre. Pueden tener emergencias masivas (Cranston, 2010). Se encontró solo en Brazo Blest con un 4% de abundancia relativa.



Chironomus Meigen

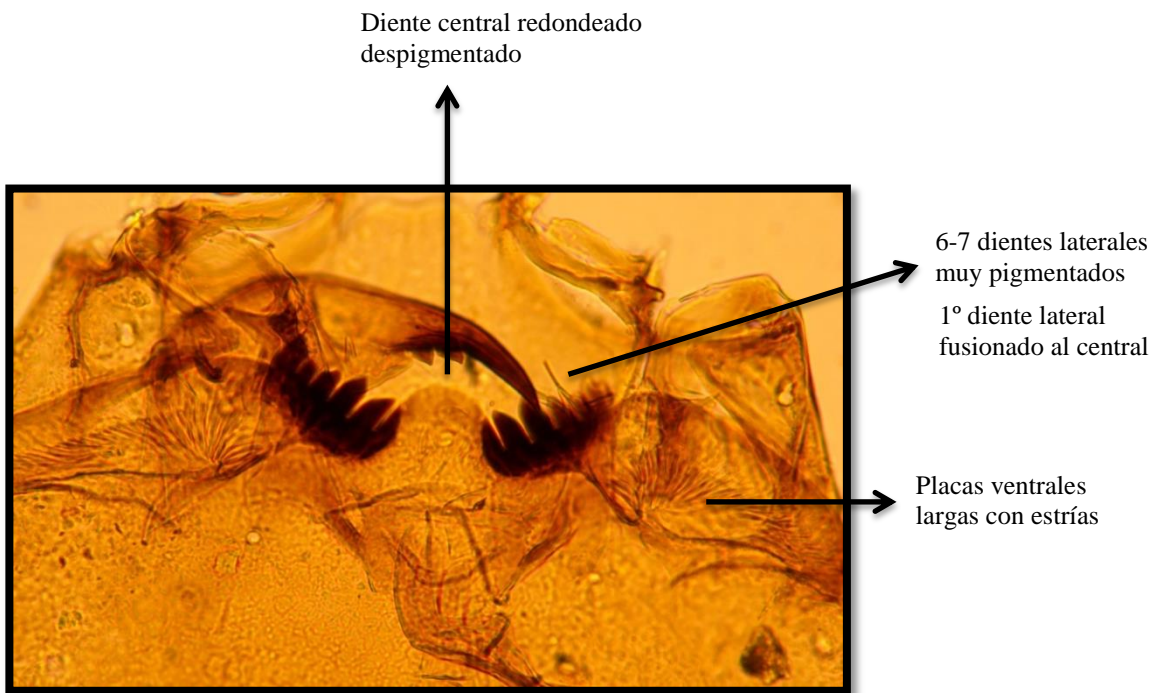
Principalmente detritívoros y, filtradores, también pueden adoptar hábitos predadores y raspadores (Brooks *et al.*, 2007). Predominantemente en sedimentos suaves y húmicos de aguas quietas (Brooks *et al.*, 2007; Cranston, 2010). Abundantes en aguas profundas (Brooks *et al.*, 2007; Engels y Cwynar, 2011; van Hardenbroek *et al.*, 2011; Chen *et al.*, 2014). Se los ha descripto en ambientes disturbados (Massaferro

et al., 2004), lagunas en elevaciones altas con aguas de <10 °C (Dieffenbacher-Krall *et al.*, 2007; Massaferrero *et al.*, 2009), ambientes con bajas concentraciones de oxígeno (Hofmann, 1986; Quinland y Smol, 2001; Luoto y Nevalainen, 2009), meso y eutróficos (Guilizonni *et al.*, 2000; Massaferrero *et al.*, 2005), aguas frías (Massaferrero, 2009). Colonizadores luego de grandes cambios ambientales (Brooks *et al.*, 2007). Se lo encontró en todos los sitios, pero la laguna Terraplén tuvo el porcentaje mas alto de abundancia relativa (12 %).



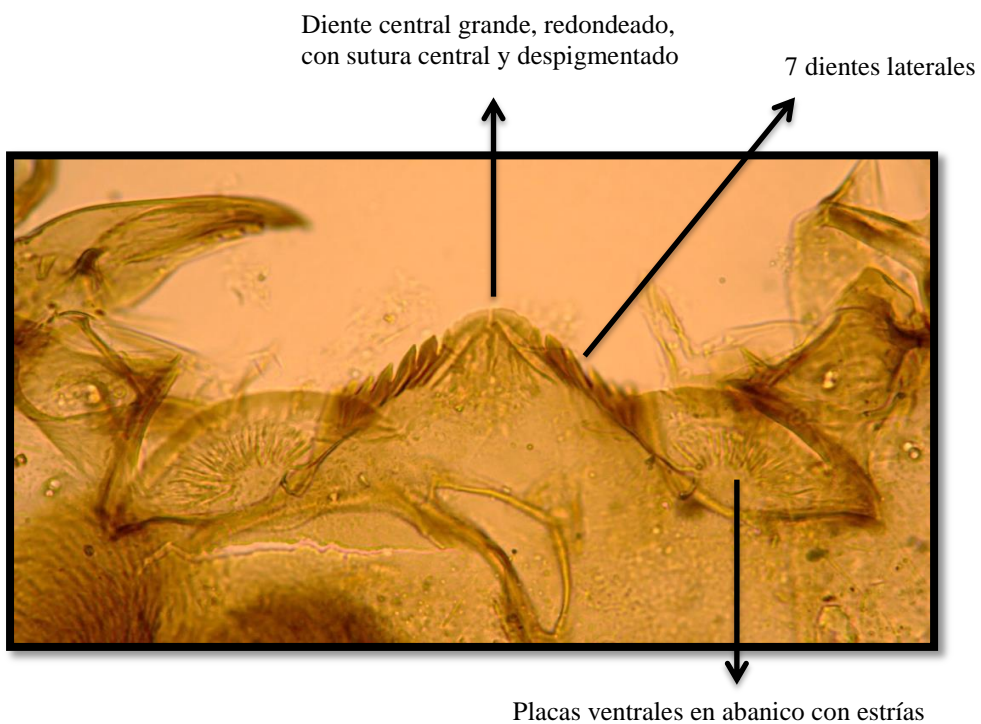
Cryptochironomus Kieffer

En ríos, arroyos y lagos. Se lo correlaciona con profundidades > 8 m y eutróficos (Chen *et al.*, 2014). Su mayor abundancia se encontró en las lagunas El Trébol (0.2 %).



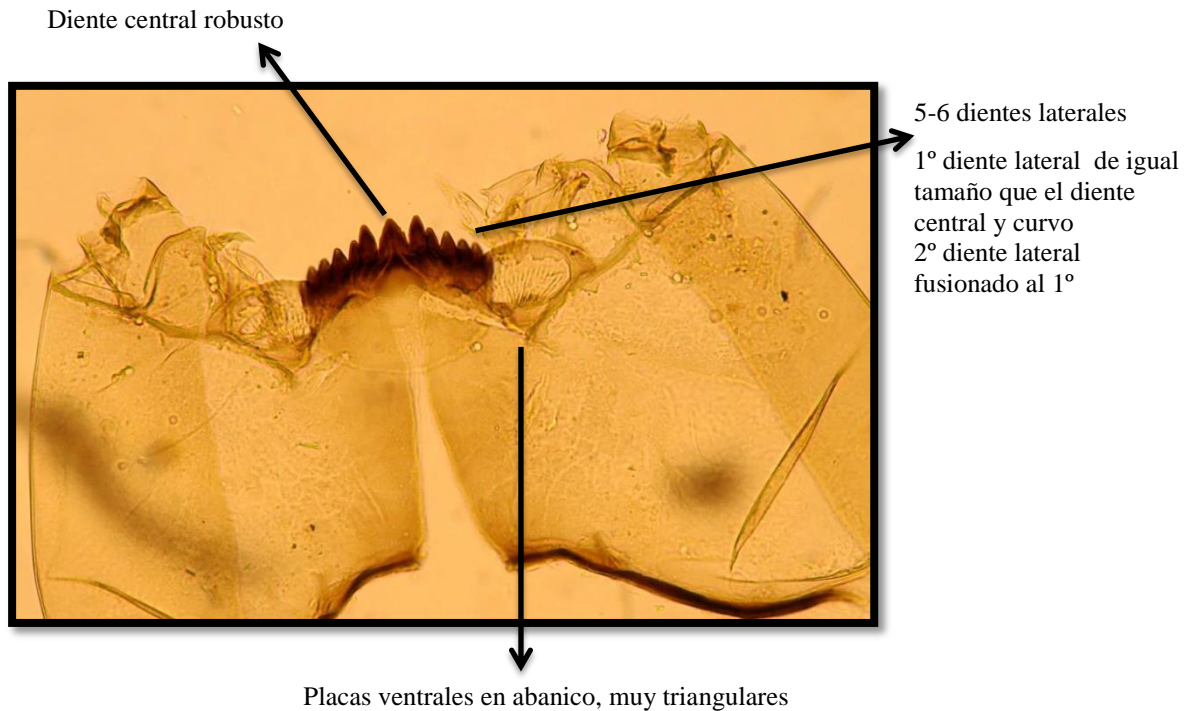
Cladopelma Kieffer

Sustratos barroso y arenoso, en lagos y ríos. No muy descripta (Cranston, 2010; Brooks *et al.*, 2007). Litoral (Engels y Cwynar, 2011). Se lo encontró en la laguna El Trébol con mayor abundancia (1.7 %).



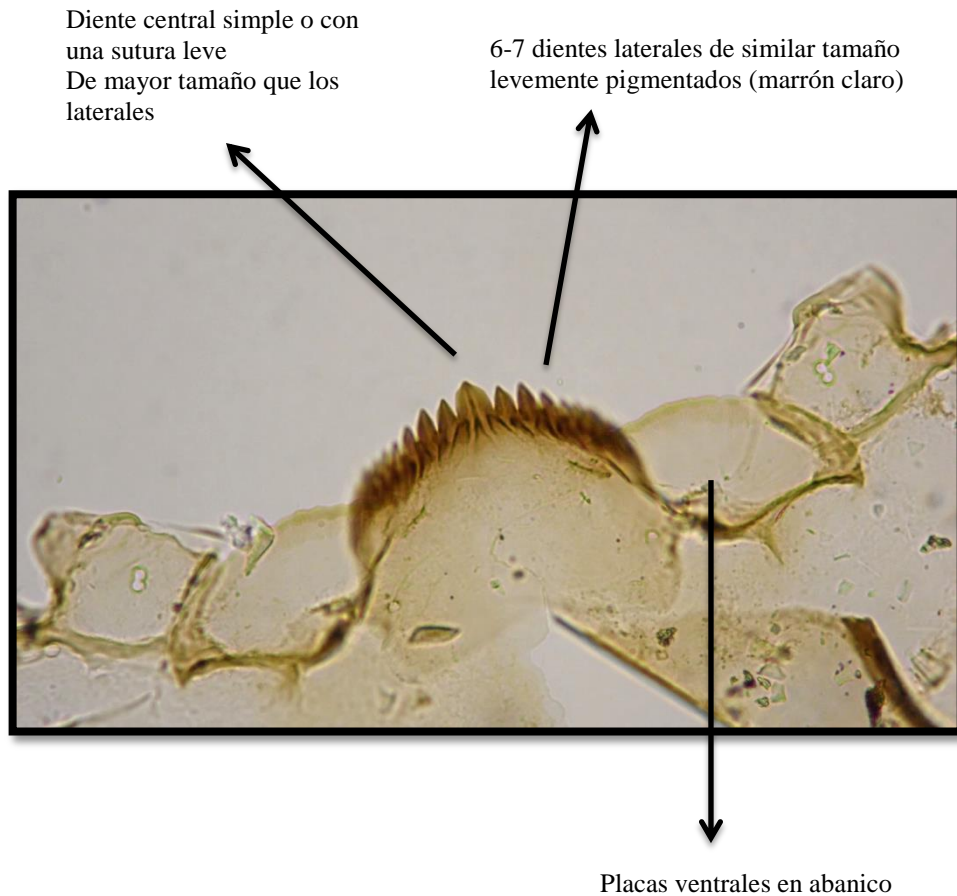
Dicrotendipes Kieffer

Litoral de ambientes lenticos (Pinder y Reiss, 1983; Cwynar et al., 2012). Asociado a macrófitas (Pinder y Reiss, 1983; Moller Pillot y Buskens, 1990; Brodersen et al., 2001). Cosmopolita. Se lo encontró con mayor abundancia en la laguna El Trébol (13 %).



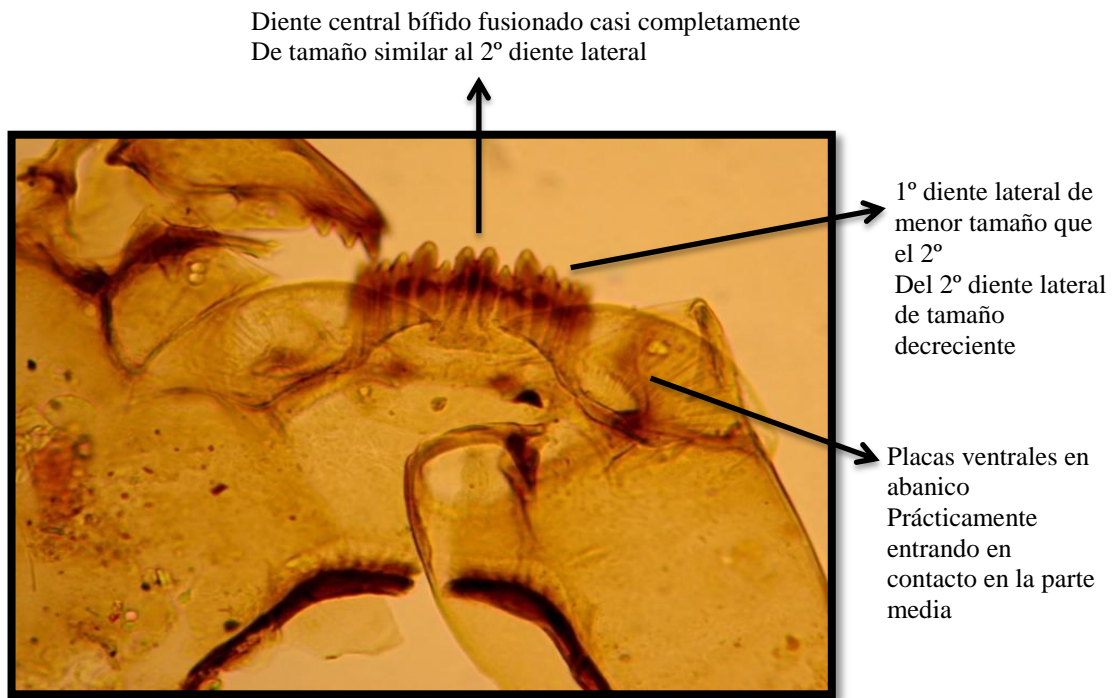
Parachironomus Lenz

En aguas quietas y con movimiento. Dependiendo la especie pueden estar asociados a Bryozoa, como ectoparásitos de invertebrados o ser cavadores de hojas y tallos de macrófitas sumergidas (Cranston, 2010). Su mayor abundancia se la encontró en la laguna La Zeta (1 %).



Polypedilum Kieffer

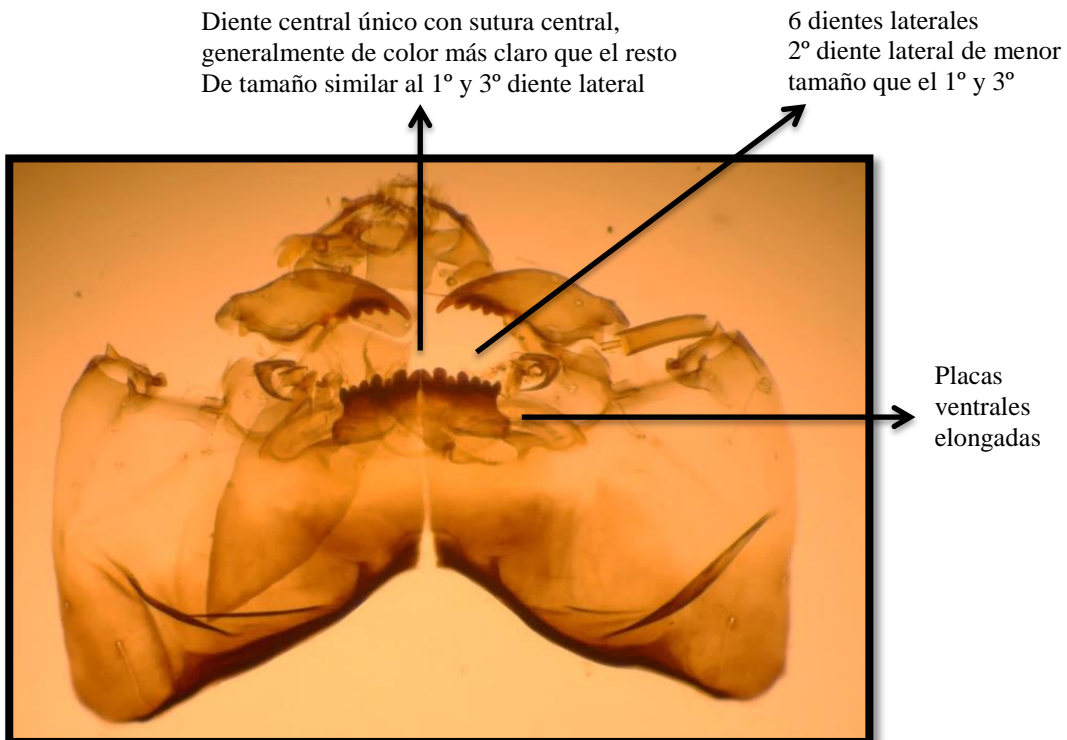
Lagos y ríos, con excepción del ártico o montañas de gran altura. Litoral en lagos eutróficos (Brooks *et al.*, 2007). Correlacionado con aguas poco profundas, bajos niveles de agua (Massaferro *et al.*, 2013; Chen *et al.*, 2014). Resistente a sequias, produciendo un cocun durante la fase de desecación (Armitage *et al.*, 1995). En Nueva Zelanda relacionados con temperaturas de verano y bajas elevaciones (Dieffenbacher-Krall *et al.*, 2007). Se lo encontró con mayor abundancia en Brazo Blest (6,5 %).

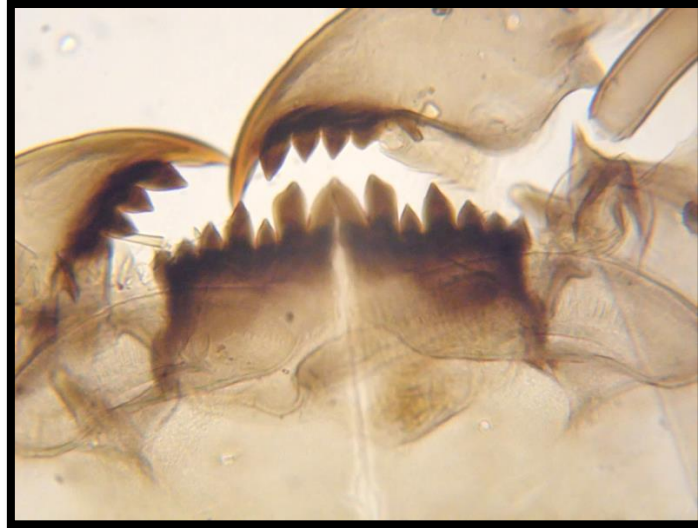


Tribu Pseudochironomini

Riethia Kieffer

Ambientes lóticos y lénticos. Alto contenido de materia orgánica (Trivinho-Strixinoa *et al.*, 2009). Indicador de temperaturas frías (Rees *et al.*, 2008). Se lo encontró con mayor abundancia relativa en Brazo Blest (15,7 %).

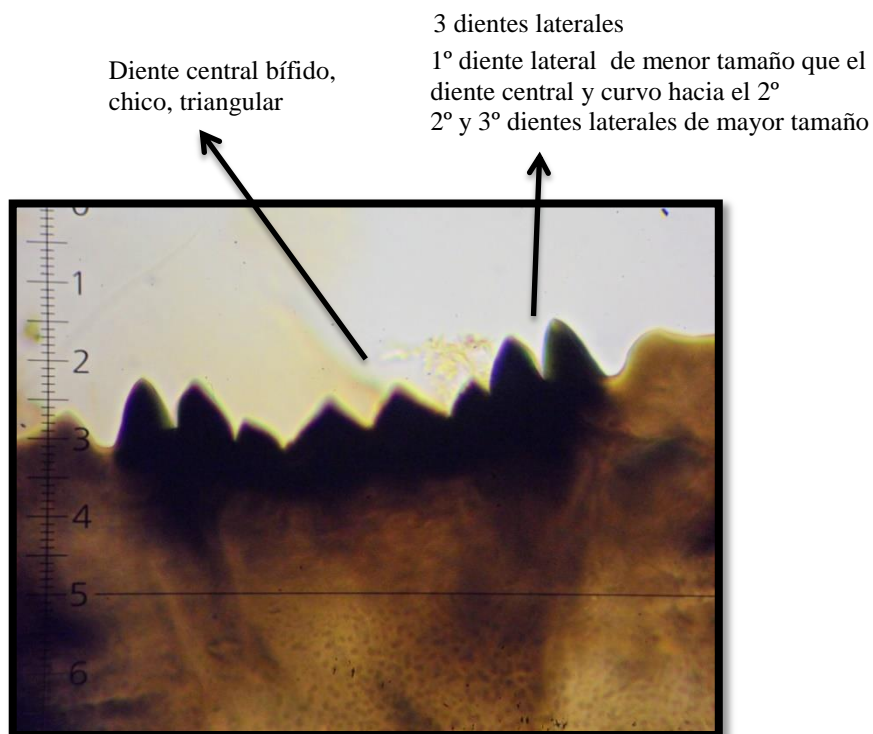




Detalle de dientes

Xestochironomus Kieffer

Descrito como *Harrisius* en Massaferrro *et al* (2005, 2009, 2014). Cavadores de madera y hojas. Sólo se lo encontró en Brazo Blest con una abundancia relativa de 2,7 %.



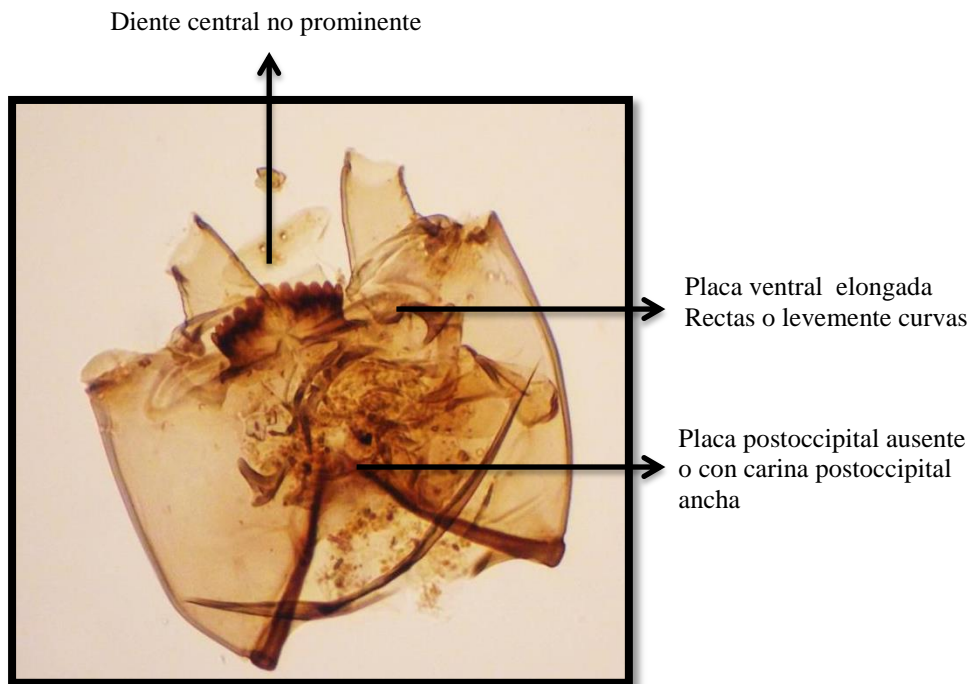
Tribu Tanytarsinii

Tanytarsus van der Wulp

Género típico de la Tribu Tanytarsinii (Massaferro *et al.*, 2013). Estenotérmico frío. Útiles para clasificar el estado trófico de los lagos (Thienemann, 1921).

Tanytarsini 1A

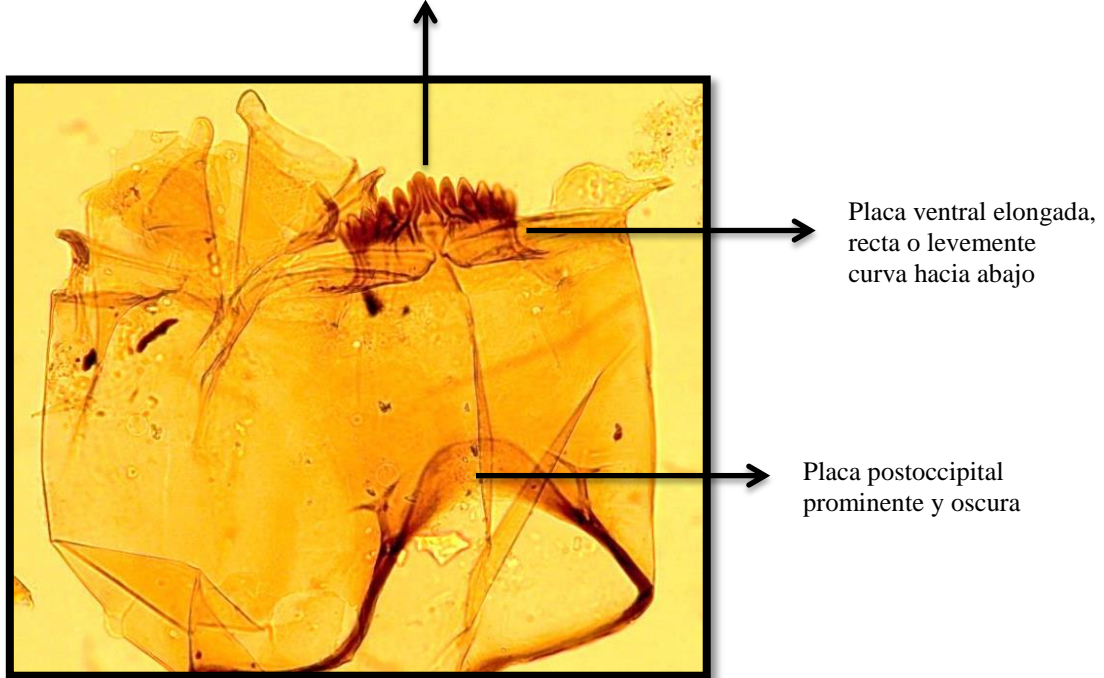
Cosmopolita (Massaferro *et al.*, 2013). Su mayor abundancia relativa se la encontró en la laguna Terraplén (4,4 %).



Tanytarsini 1B

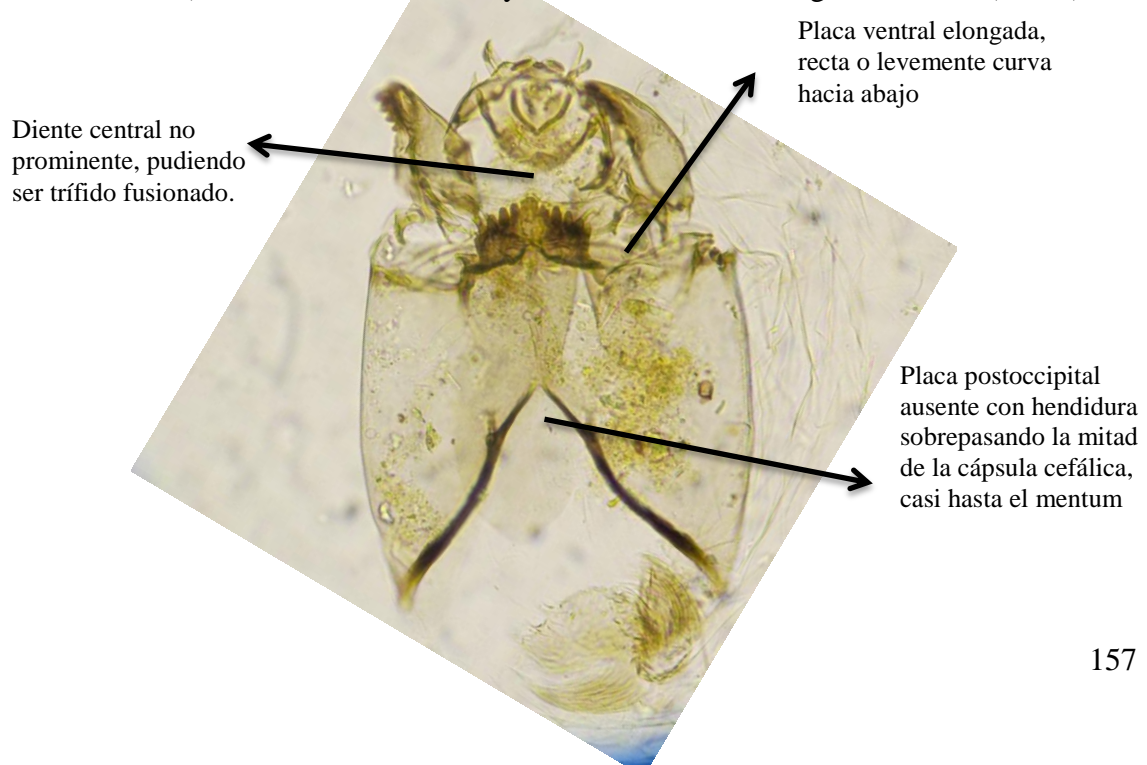
Cosmopolita. Generalistas (Massaferro *et al.*, 2013). Se lo encontró con altas abundancias relativas en todos los sitios, sin embargo, el que presentó mayores valores fue la laguna La Zeta (69,7 %).

Diente central no prominente, pudiendo ser trífido fusionado.



Paratanytarsus Thienemann y Bause

Cosmopolita. Resistente a bajas temperaturas (Massaferro *et al.*, 2009; fotografía Luciana Motta). Se lo encontró con mayor abundancia en la Laguna La Zeta (0,7 %).

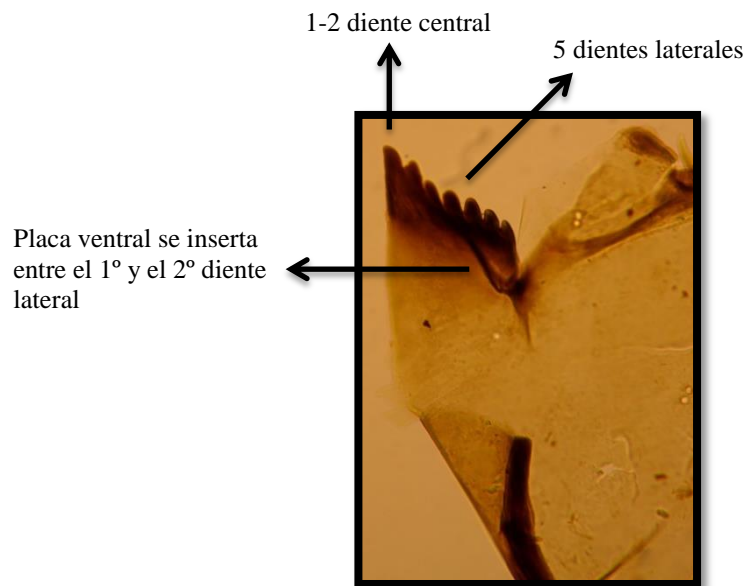


ORTHOCLADIINAE

Placas ventrales vestigiales sobre el mentum.

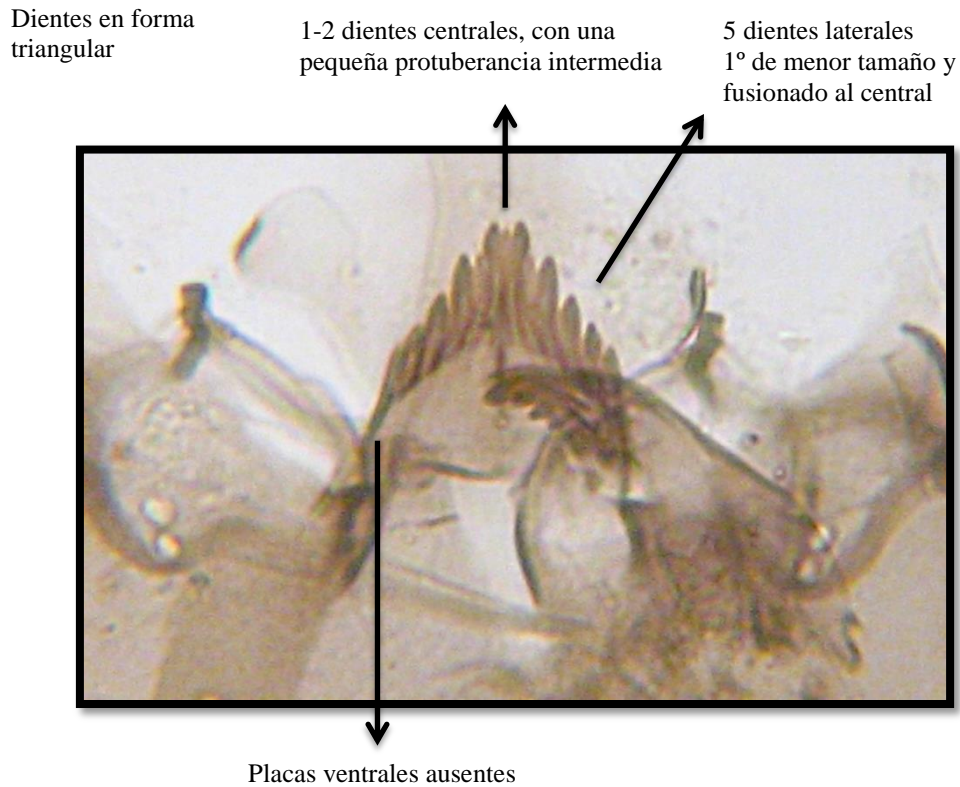
Chaetocladius Kieffer

Semiacuáticos, sobre hojas, plantas, en barro, arroyos, lagunas, cuerpos semipermanentes (Cranston, 2010). Se lo encontró únicamente en Brazo Blest con una abundancia relativa de 0,54 %.



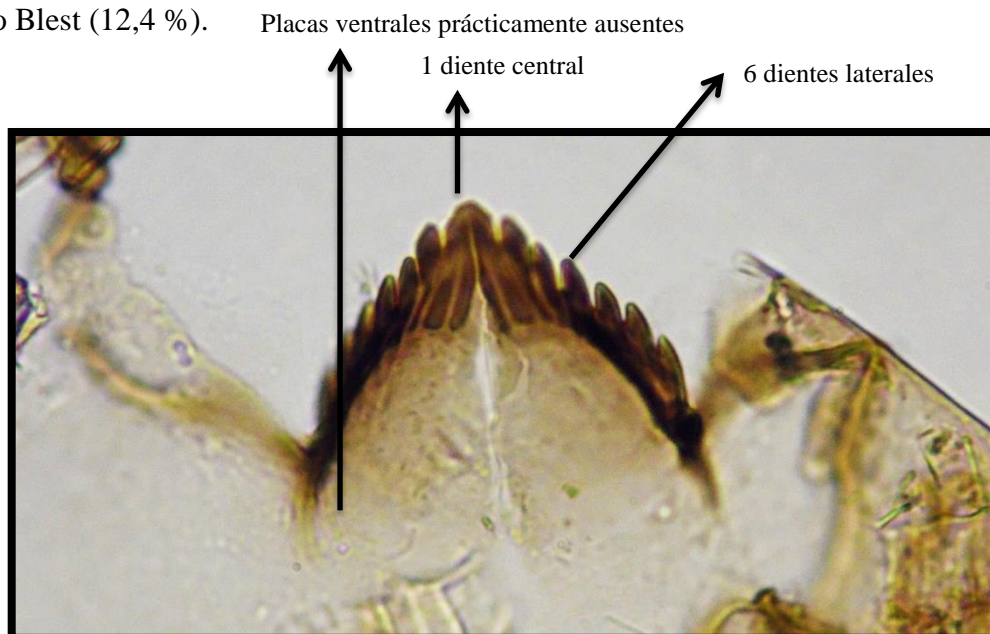
Corynoneura Winnertz

Microfritadores. Amplio rango de ambientes, aguas quietas y fluidas, frías (lagos alpinos/árticos) y cálidas. Aguas profundas (Cwynar *et al.*, 2012). Se los ha encontrado en lagos eutróficos y con pH 4. Asociado a macrófitas (Pinder y Reiss, 1983; Brodin, 1986; Brodersen *et al.*, 2001; Merritt *et al.*, 2008; Moller Pillot, 2009). Su mayor abundancia fue en Brazo Blest (0,54 %).

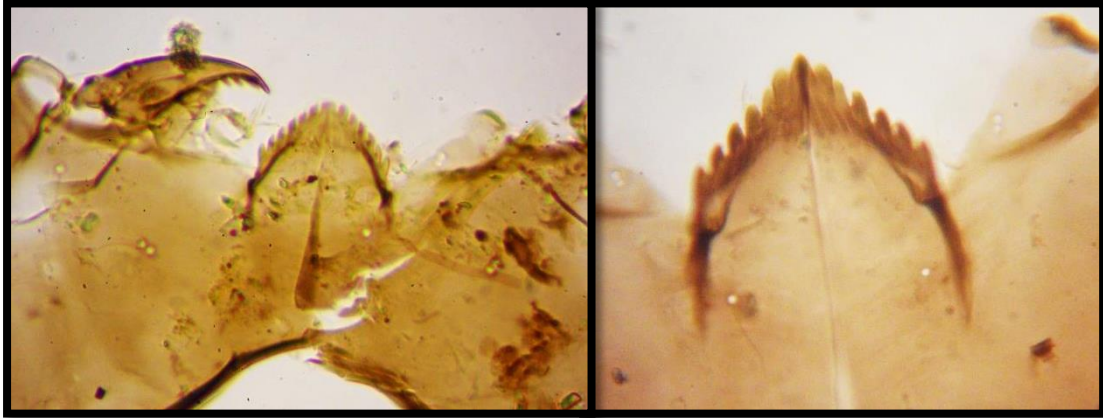


Cricotopus van der Wulp

Correlacionado con aguas poco profundas (Cwynar *et al.*, 2012; Chen *et al.*, 2014), litorales y asociado a macrófitas (Brooks *et al.*, 2007). Indicador de aguas cálidas, en Nueva Zelandia relacionados con temperaturas de verano y bajas elevaciones (Dieffenbacher-Krall *et al.*, 2007). Su mayor abundancia se encontró en Brazo Blest (12,4 %).

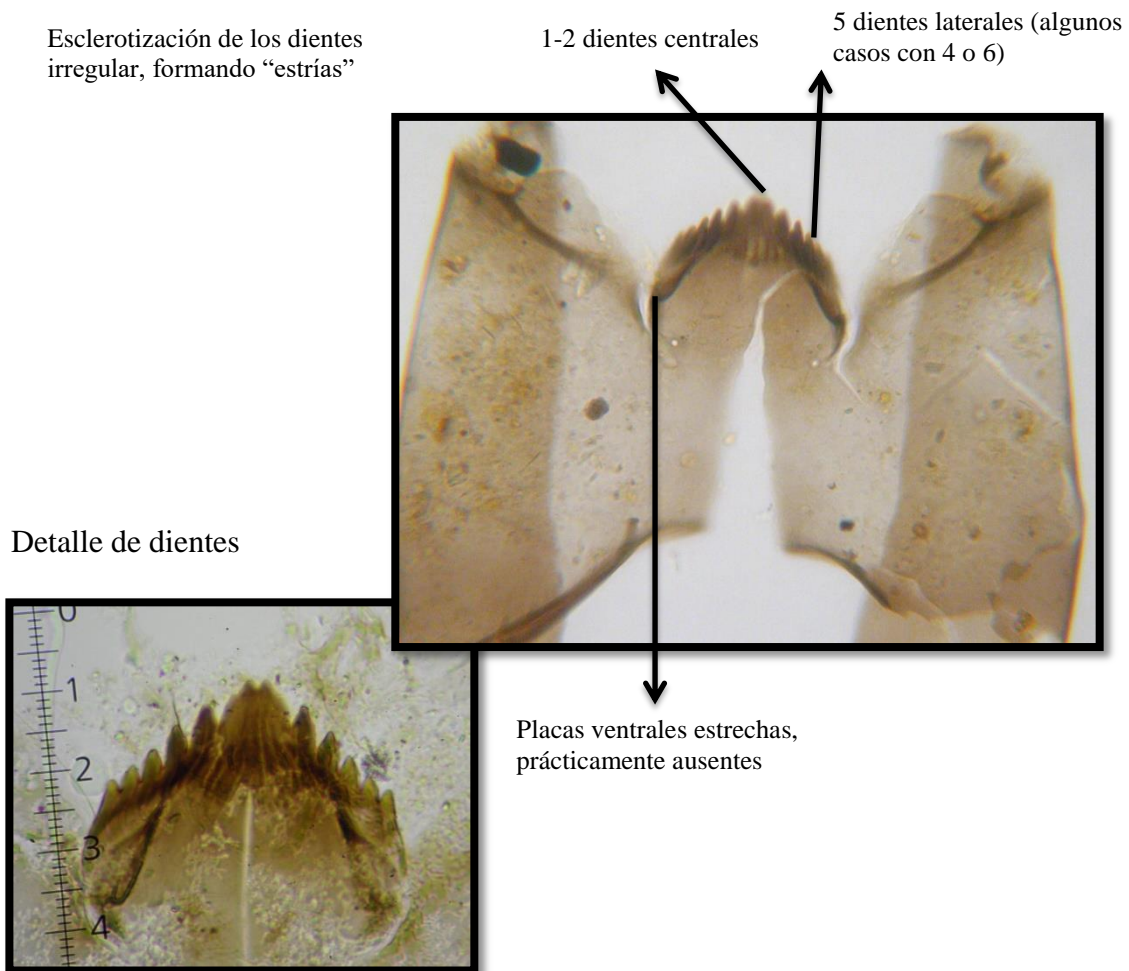


Dos ejemplos más de Cricotopus



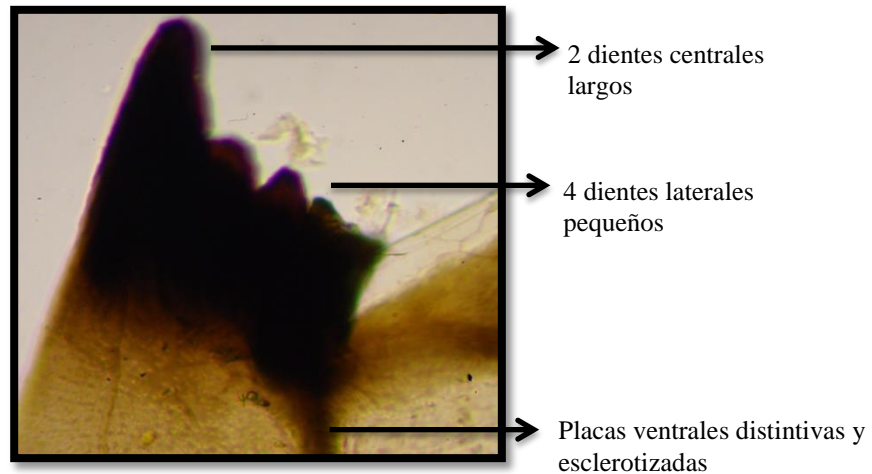
Eukiefferiella Thienemann

Presentes en ambientes lóticos, fríos, de montaña (Cranston, 2010; Brooks *et al.*, 2007) . Su mayor abundancia se encontró en Brazo Blest (8,6 %).



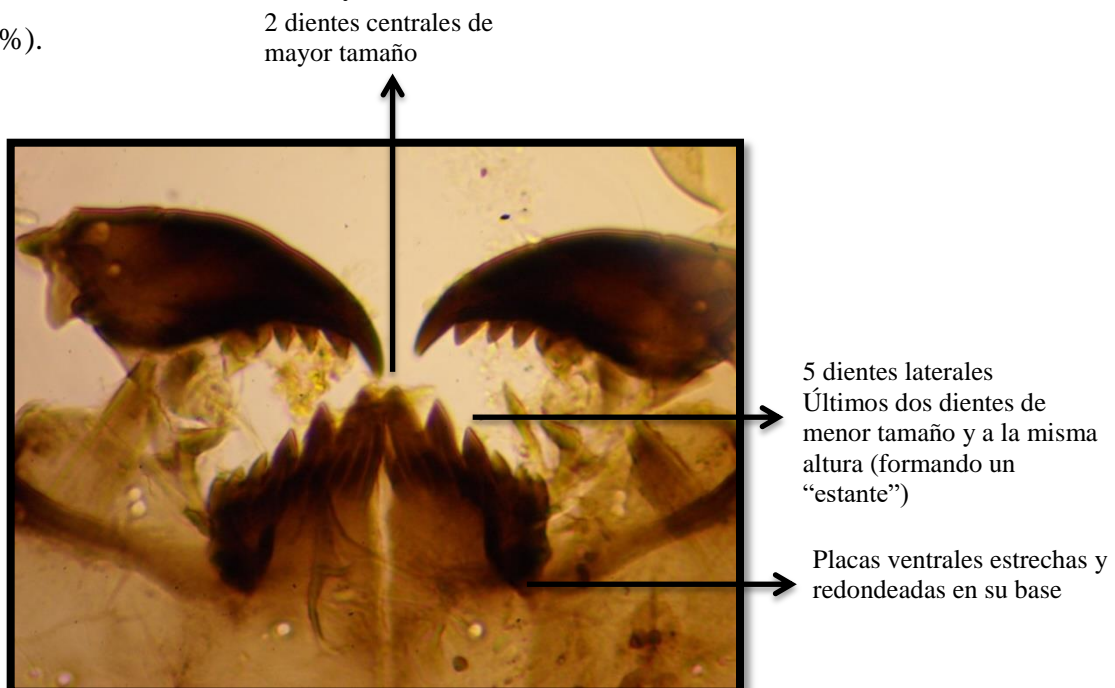
Gymnometriocnemus Goetghebuer

Terrestres, suelos húmicos, pasturas, cultivos (Cranston, 2010). Su mayor abundancia relativa se la encontró en Brazo Blest (3,8 %).



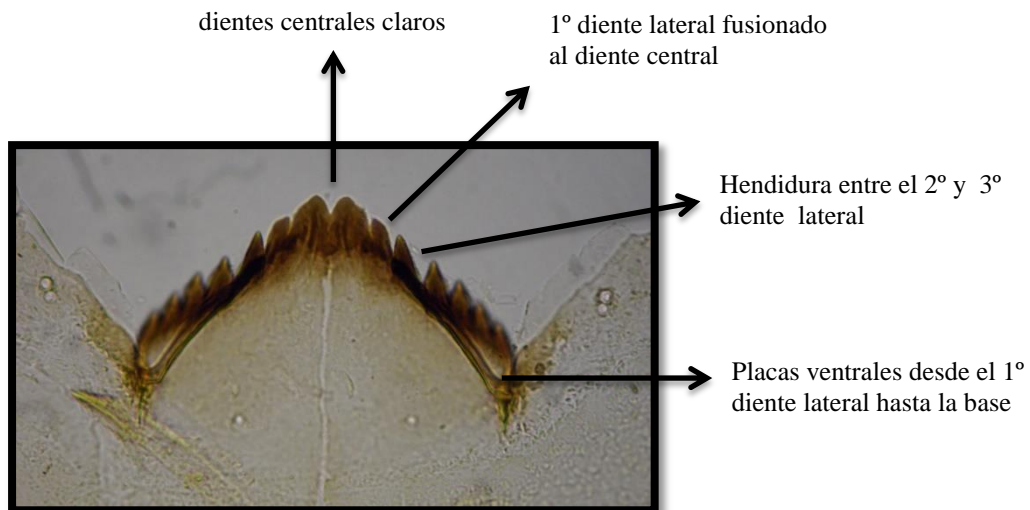
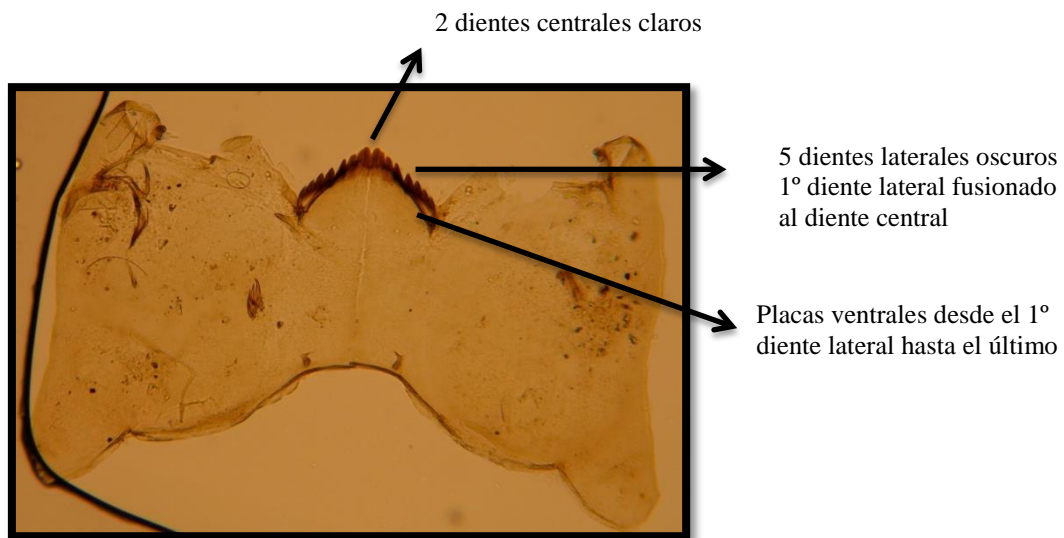
Limnophyes Eaton

Litorales/semiterrestres/terrestres (Kansanen, 1985; Cranston *et al.*, 1983), indicadores de fluctuaciones del nivel del lago (Massaferro y Brooks, 2002; Laprida *et al.*, 2014). Asociados a macrófitas (Brodin, 1986). Indicador de aguas cálidas, en Nueva Zelanda relacionados con temperaturas de verano y bajas elevaciones (Dieffenbacher-Krall *et al.*, 2007). Su mayor abundancia relativa se la encontró en Brazo Blest (16,2 %).



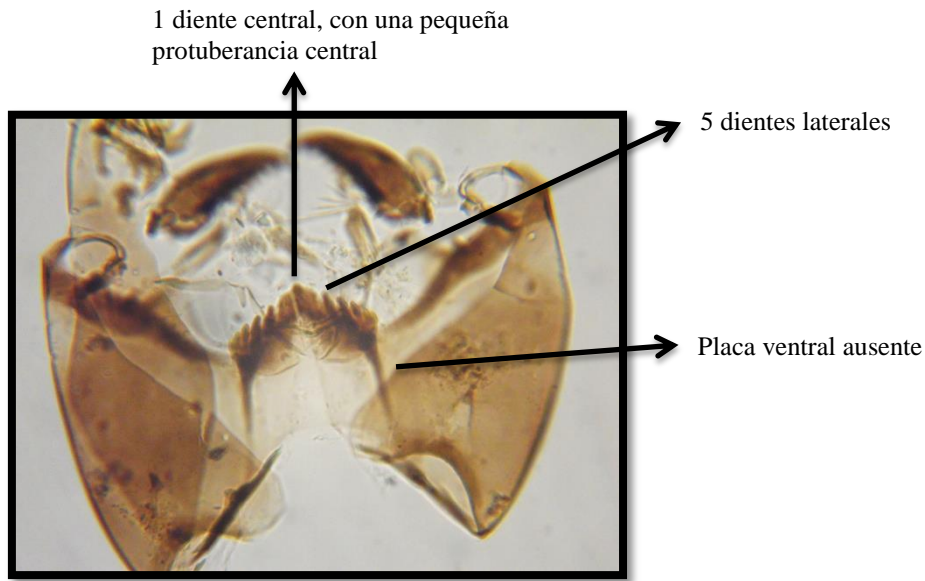
Parapsectrocladius Cranston

Encontrados en Patagonia (Argentina-Chile). Ambientes lóticos y lénticos, en sedimentos de lagos glaciales (Cranston, 2010; Donato *et al.*, 2015), asumiendo tolerancia a temperaturas frías. Asociados a macrófitas. Litoral (Brooks *et al.*, 2007). Su mayor abundancia relativa se la encontró en la laguna Terraplén (5,3 %).



Smittia Holmgren

Semiterrestre, casi exclusivamente (Armitage *et al.*, 2005). Fotografía Luciana Motta. Su mayor abundancia relativa se la encontró en Brazo Blest (0,54 %).

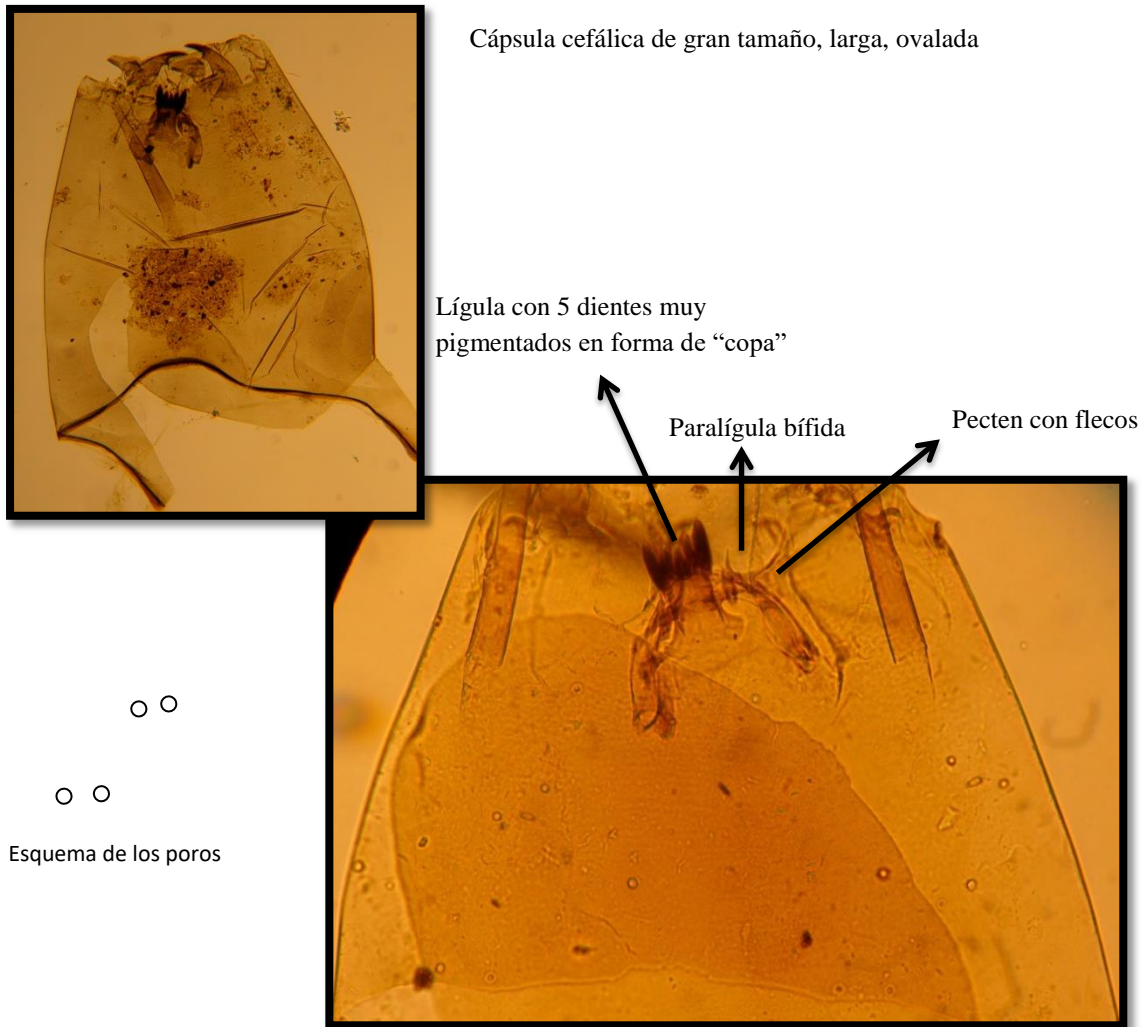


TANYPODINAE

Larvas de tamaño variado de pequeñas a grandes. A menudo con presencia de hemoglobina. Cápsulas cefálicas a menudo recatangulares. Característicos por la presencia de *ligula*. Se los identificó por la *lígula* y los poros ventrales. (Rieradevall y Brooks, 2001)

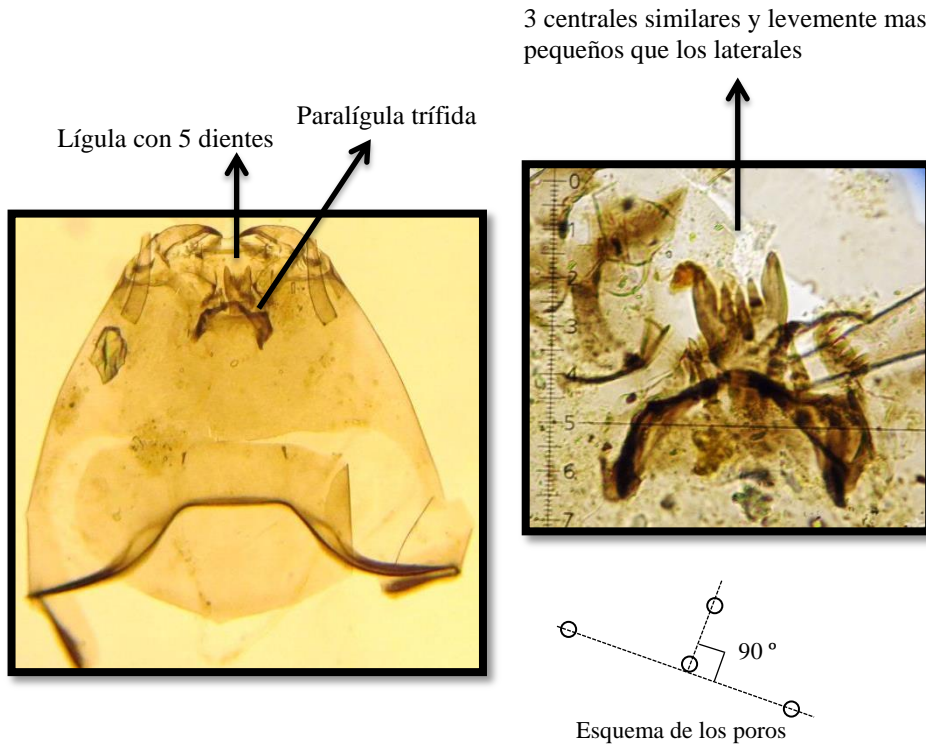
Ablabesmyia Johannsen

Último estadio larval predador (quironómidos pequeños, oligochaetos; Cranston, 2010). Cosmopolita, en cuerpos de aguas pequeños a grandes, móviles a quietos, someros a profundos, desde temperaturas frías a cálidas, aunque se los considera mayormente indicadores de aguas cálidas, tolerantes o sensibles a acidez y materia orgánica (Cranston, 2010), en Nueva Zelandia relacionados con temperaturas de verano $> 12^{\circ}\text{C}$ y bajas elevaciones (Dieffenbacher-Krall *et al.*, 2007). Asociado a macrófitas (Brodersen *et al.*, 2001). Su mayor abundancia relativa se la encontró en la laguna Terraplén (12,5 %).



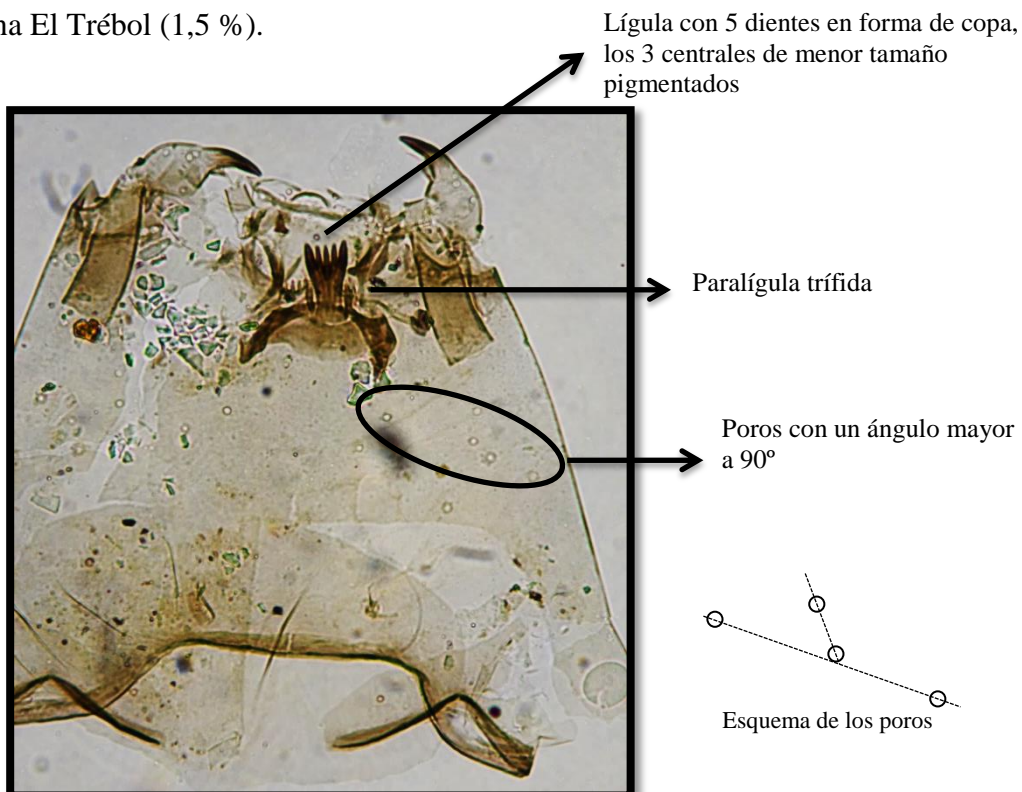
Alotanypus Roback

Larvas tolerantes a diversos ambientes (aguas ácidas, lagunas, arroyos urbanos). Mayormente se los encuentra en zonas litorales y en tierras secas o pantanosas (Cranston, 2010). Fotografía Luciana Motta, características extraídas de (Cranston, 2010). Su mayor abundancia relativa se la encontró en la laguna La Zeta (3 %).



Apsectrotanypus Johannsen

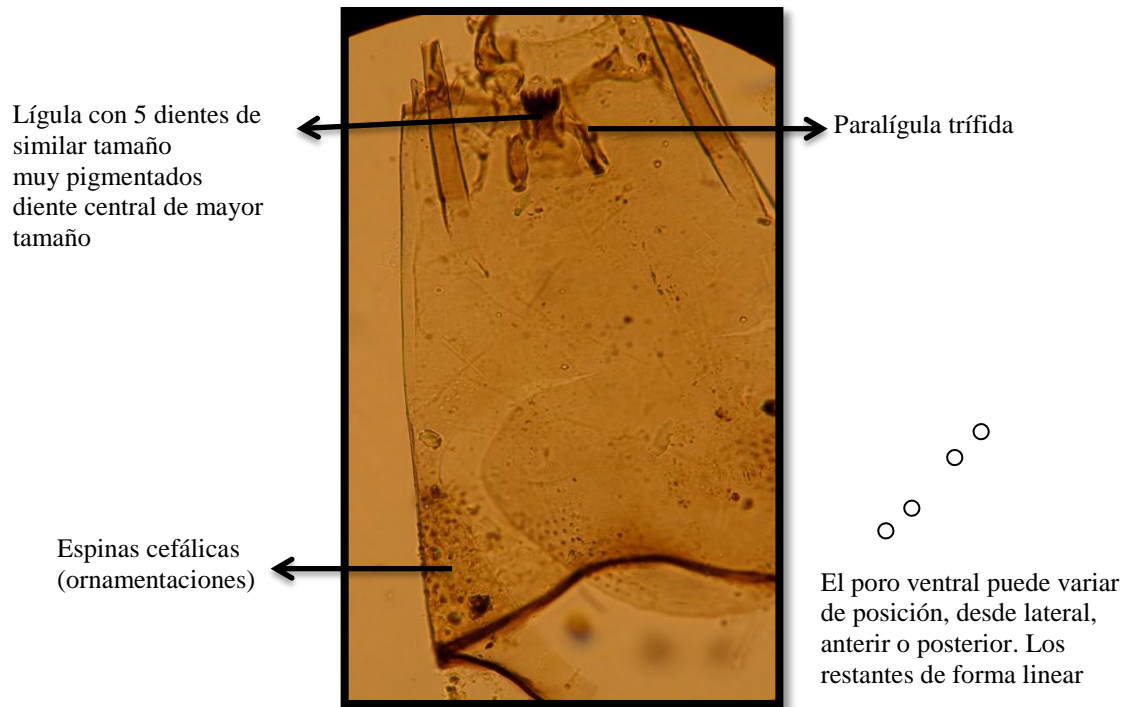
En cuerpos de agua pequeños, fríos y con corrientes (Cranston, 2010). En Nueva Zelandia se los encontró en cuerpos de agua con baja productividad en elevaciones altas (Woodward y Shulmeister, 2006). Su mayor abundancia relativa se la encontró en la laguna El Trébol (1,5 %).



Labrundinia Fittakau

En cuerpos de agua pequeños y quietos, pantanos, ocasionalmente en arroyos. En el sur de Estados Unidos se los encuentra asociados a macrófitas (Cranston, 2010). Ambientes meso y eutróficos y de climas cálidos (Verschuren y Eggermont, 2006). Su mayor abundancia relativa se la encontró en la laguna El Trébol (1,4 %).

Cápsula cefálica de gran tamaño, larga, ovalada.

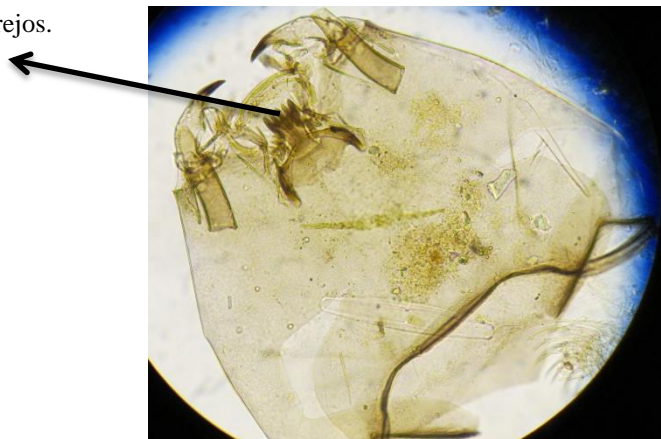


Macropelopia Thienemann

Descrito en América del Sur por Trivinho-Strixino y Strixino (1993). En sedimentos finos de aguas frías (Cranston, 2010). Fotografía Luciana Motta.

Capsula cefálica redondeada o levemente más ancha que larga.

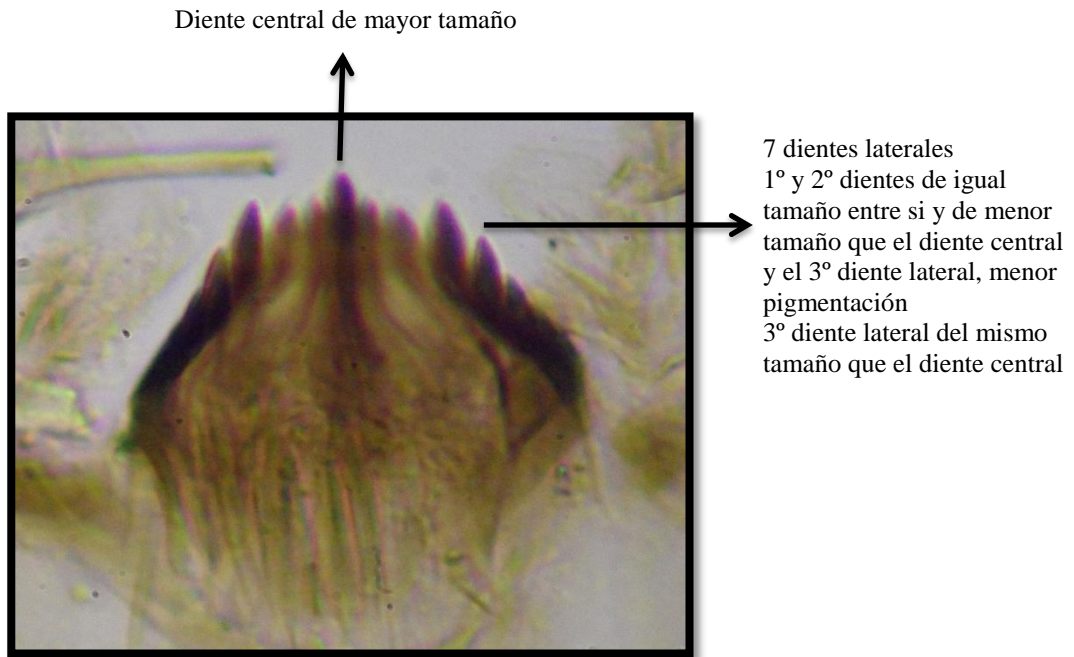
Lígula con 5 dientes parejos.



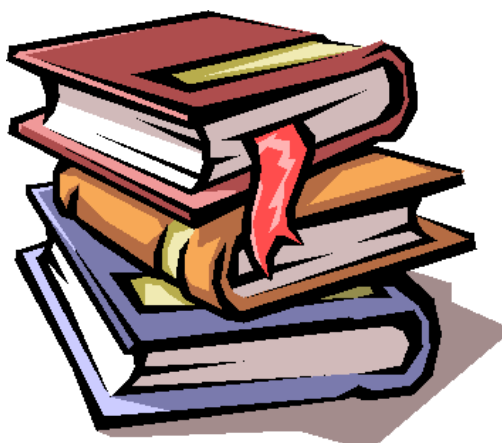
PODONOMINAE Thienemann

Parochlus Enderlein

Se lo encuentra en Sudamérica/Los Andes. En ambientes lóticos, profundos y fríos (Cranston, 2010). Su mayor abundancia relativa se la encontró en Brazo Blest (6,5 %).



BIBLIOGRAFÍA



- ✓ Adriaenssens, V., Baets, B.D., Goethals, P.L. y Pauw, N.D. 2004. Fuzzy rule-based models for decision support in ecosystem management. *Science of the Total Environment* 319(1): 1-12.
- ✓ Alfano, F., Bonadonna, C., Volentik, A.C., Connor, C.B., Watt, S.F., Pyle, D.M. y Connor, L.J. 2011. Tephra stratigraphy and eruptive volume of the May, 2008, Chaitén eruption, Chile. *Bull. Volcanology* 73: 613-630.
- ✓ Amigo, A., Lara, L.E. y Smith, V.C. 2013. Holocene record of large explosive eruptions from Chaitén and Michinmahuida Volcanoes, Chile. *Andean Geology* 40(2): 227-248.
- ✓ Araqué, A.K. 2015. Análisis del plan de manejo de la reserva natural urbana laguna la zeta (Esquel – Pcia. del Chubut) bajo la visión de la gestión integrada de los recursos hídricos. Tesis Maestría en gestión integrada de los recursos hídricos. *Universidad Nacional del Litoral* Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas.
- ✓ Araneda, A., Cruces, F., Torres, L., Bertrand, S., Fagel, N., Treutler, H.C., Chirinos, L., Barra, R., y Urrutia, R. 2007. Changes of sub-fossil chironomid assemblages associated with volcanic sediment deposition in an Andean lake (38 °S), Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 80: 141-156.
- ✓ Araneda, A., Jana, P., Ortega, C., Torrejón, F., Bertrand, S., Vargas, P., Fagel, N., Alvarez, D., Stehr, A. y Urrutia, R. 2013. Changes in sub-fossil chironomid assemblages in two Northern Patagonian lake systems associated with the occurrence of historical fires. *Journal of Paleolimnology* 50:41-56.
- ✓ Ariztegui, D., Bianchi, M.M., Massaferró, J. y Roman Ross, G. 1997 a. Laminae and varves as a record of Late Glacial instability in the Southern Hemisphere. *Wurzbürger Geographische Manuskripte heft.* 41:21.
- ✓ Ariztegui, D., Bianchi, M.M., Massaferró, J., Lafargue, E. y Niessen, F. 1997 b. Late Glacial Instability At Southern Middle Latitudes Recorded in Proglacial Lake Sediments: Lake Mascardi, Argentina. *Journal Of Quaternary Sciences.* 12(4): 333-338.
- ✓ Ariztegui, D., Bösch, P. y Davaud, E. 2007. Dominant ENSO frequencies during the Little Ice Age in Northern Patagonia: The varved record of proglacial Lago Frías, Argentina. *Quaternary International* 161: 46–55.
- ✓ Armitage, P.D., Cranston, P. y Pinder, L.C. 1995. Chironomidae: biology and ecology of non-biting midges. *Springer*.
- ✓ Arnaud, F., Magand, O., Chapron, E., Bertrand, S., Boës, X., Charlet, F., y Mélières, M.A. 2006. Radionuclide dating (210 Pb, 137 Cs, 241 Am) of recent lake sediments in a

- highly active geodynamic setting (Lakes Puyehue and Icalma—Chilean Lake District). *Science of the Total Environment* 366(2): 837-850.
- ✓ Ashe, P., Murray, D.A. y Reiss, F. 1987. The zoogeographical distribution of Chironomidae (Insecta: Diptera). *Annales de Limnologie* 23(1): 27-60.
 - ✓ Barros, V., Cordon, V., Moyano, C., Mendez, R., Forquera, J. y Pizzio, O. 1983. Cartas de precipitación de la zona Oeste de las Provincias de Río Negro y Neuquén. *Universidad Nacional del Comahue*. 66.
 - ✓ Bastidas Navarro, M., B. Modenutti, C. Callieri, R. Bertoni y E. Balseiro. (2009). Balance between primary and bacterial production in North Patagonian shallow lakes. *Aquatic Ecology* 43(4): 867-878.
 - ✓ Battarbee, R.W. 2003. HOLIVAR (Holocene climate variability). *Pages News* 11(2/3), 4-5.
 - ✓ Battarbee, R.W., Turner, S., Yang, H., Rose, N.L., Smyntek, P.M., Reimer, P.J. y Shilland, E. 2015. Air pollutant contamination and acidification of surface waters in the North York Moors, UK: Multi-proxy evidence from the sediments of a moorland pool. *The Holocene* 25(1): 226-237.
 - ✓ Battarbee, R.W. 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews* 19: 107-124.
 - ✓ Bengtsson y Enell. 1986. Chemical Analysis. In Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology, edited by B. E. Berglund, pp. 423-451. John Wiley & Sons, Chichester, England, UK.
 - ✓ Bennett, K.D. 1996. Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. *New Phytologist* 132: 155–170.
 - ✓ Bertrand, S., Daga, R., Bedert, R. y Fontijn, K. 2014. Deposition of the 2011–2012 Cordón Caulle tephra (Chile, 40°S) in lake sediments: Implications for tephrochronology and volcanology. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119(12): 2555-2573.
 - ✓ Bianchi, M.M., Massafiero, J., Roman Ross, G., Amos, A.J. and Lami, A. 1999. Late Pleistocene and early Holocene ecological response of Lake El Trébol (Patagonia, Argentina) to environmental changes. *Journal of Paleolimnology* 22: 137–148.
 - ✓ Binford, M.W. 1990. Calculation and uncertainty analysis of 210Pb dates for PIRLA project lake sediment cores. *Journal of Paleolimnology* 3(3): 253-267.
 - ✓ Birks, H.J.B. 1998. D.G. Frey and E.S. Deevey Review 1: Numerical tools in palaeolimnology—Progress, potentialities, and problems. *Journal of Paleolimnology* 20(4): 307-332.
 - ✓ Birks, H.H. y Birks, H.J.B. 2006. Multiproxy studies in Palaeolimnology. *Vegetation History and Archaeobotany* 15: 235-251.

- ✓ Birks, H.J.B. y Lotter, A.F. 1994. The impact of the Laacher See Volcano (11000 yr B.P.) on terrestrial vegetation and diatoms. *Journal of Paleolimnology* 11: 313-322.
- ✓ Birks, J.B., Lotter, A.F., Juggins, S. y Smol, J.P. 2012. Eds: Tracking environmental change using lake sediments: data handling and numerical techniques. Developments in Paleoenvironmental Research. *Springer Science & Business Media*. 5: 745p.
- ✓ Blaauw, M. y Christen, J.A. 2011. Flexible paleoclimate age-models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6: 457-474.
- ✓ Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. y Bonani, G. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 278: 1257-1266.
- ✓ Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. y Bonani, G. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 294: 2130-2136.
- ✓ Brenner, M., Rosenmeier, M.F., Hodell, D.A., Curtis, J.H., Anselmetti, F. y Ariztegui, D. 2002. Limnología y paleolimnología de Peten, Guatemala. *Revista, Universidad del Valle de Guatemala* Nro 12.
- ✓ Briner, J.P., Michelutti, N., Francis, D.R., Miller, G.H., Axford, Y., Wooller, M.J. and Wolfe, A.P. 2006. A multi-proxy lacustrine record of Holocene climate change on northeastern Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Research* 65: 431-442.
- ✓ Brodersen, K.P. y Lindegaard, C. 1999. Classification, assessment and trophic reconstruction of Danish lakes using chironomids. *Freshwater Biology* 42: 143–157.
- ✓ Brodersen, K.P., Odgaard, B.V., Vestergaard, O. y Anderson, N.J. 2001. Chironomid stratigraphy in the shallow and eutrophic Lake SØbygaard, Denmark: chironomid-macrophyte co-occurrence. *Freshwater Biology* 46: 253-267.
- ✓ Brodin, Y.W. 1986. Paleoeological studies of the recent development of Lake Väjösjön. IV. Interpretation of the eutrophication process through the analysis of subfossil chironomids. *Archiv für Hydrobiologie* 93: 313-326.
- ✓ Brooks, S.J. 2000. Late-glacial fossil midge stratigraphies (Insecta: Diptera: Chironomidae) from the Swiss Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 261–279.
- ✓ Brooks, S.J. 2003. Chironomidae (Insecta: Diptera). In: MacKay A, Battarbee RW and Birks HJB (eds) *Global Change in the Holocene*. London. Arnold. 328–341.
- ✓ Brooks, S.J. 2006. Fossil midges as palaeoclimatic indicators of the Eurasian region. *Quaternary Science Reviews* 25: 1894–1910.

- ✓ Brooks, S.J. y Birks, H.J.B. 2000. Chironomid-inferred Late-glacial air temperatures at Whitrig Bog, southeast Scotland. *Journal of Quaternary Science* 15(8): 759–764.
- ✓ Brooks, S.J. y Birks, H.J.B. 2004. The dynamics of Chironomidae (Insecta: Diptera) assemblages in response to environmental change during the past 700 years on Svalbard. *Journal of Paleolimnology* 31(4): 483-498.
- ✓ Brooks, S.J., Bennion, H. y Birks, H.J.B. 2001. Tracing lake trophic history with a chironomid–total phosphorus inference model. *Freshwater Biology* 46: 511–532.
- ✓ Brooks, S.J., Langdon, P.G. y Heiri, O. 2007. The identification and use of Palaeartic Chironomidae larvae in palaeoecology. *Quaternary Research Association*.
- ✓ Brunoin, L. 1949. Chironomiden und andere Bodentiere der sQdschwedenischen Urgebirgsseen. Ein Beitrag zur Kenntnis der bodentaunistischen Charakterzüge schwedischer oligotropher Seen. *Institute Freshwater Research, Drottningholm* 30: 1-915.
- ✓ Burgos, M.S. 2015. Indicadores de la actividad turística - Esquel - Chubut-Patagonia Argentina. Área de Estadísticas - Secretaría de Turismo de Esquel.
- ✓ Canfield Jr., D.E., Philips, E. y Duarte, C.M. 1989. Factors Influencing the abundance of Blue-Green algae in Florida Lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science* 46: 1232-1237.
- ✓ Chapron, E., Ariztegui, D., Mulsow, S., Villarosa, G., Pino, M., Outes, V., Magand, O. y Juvignié, E. 2006. Clastic Sedimentation Processes In Lakes Of Northern Patagonia: Implications For Paleoclimatic And Paleoearthquake Reconstructions. *IV Congreso Latinoamericano De Sedimentología - XI Reunión Argentina De Sedimentología*. San Carlos De Bariloche, Argentina. Actas. 73.
- ✓ Chen, J., Zhang, E., Brooks, S.J., Huang, X., Wang, H., Liu, J. y Chen, F. 2014. Relationships between chironomids and water depth in Bosten Lake, Xinjiang, northwest China. *Journal of Paleolimnology* 51:313-323.
- ✓ Coffman, W.B. y Ferrington, L.C. 1996. Chironomidae. An ontroduction to the Aquatic Insects of Norh America. En Merrit, W. y Cummings, K.W. (eds), Kendall/Hunt Dubuque. Iowa. 3er ed. 551-643.
- ✓ Coffman, W.P. 1978. Chironomidae. En: Merrit, W. (Editor) *An introdcution of the aquatic insects of North America*. Kendal/Hunt. Iowa. 345-376.
- ✓ Cordon, V., Forquera, J. y Gastiazoro, J. 1993. Estudio microclimático del área cordillerana del sudoeste de la provincia de Rio Negro. Cartas de precipitación. Universidad Nacional del Comahue.

- ✓ Coronato, A., Martinez, O. y Rabassa, J. 2004. Glaciations in Argentine Patagonia, southern South America. En: Ed Ehlers, J. y Gibbard, P.L. Quaternary Glaciations. Extent and Chronology. Part III. Elsevier. 49-68.
- ✓ Cranston, P.S. 1995. Chironomids: from Genes to Ecosystems. CSIRO. Melbourne. 482.
- ✓ Cranston PS. 2000. Electronic Guide to the Chironomidae of Australia. Available from URL: <http://entomology.ucdavis.edu/chiropage/index>.
- ✓ Cranston, P.S. 2010. Chiro key. <http://chirokey.skullisland.info/>.
- ✓ Crutzen, P. J. 2000. Geology of mankind. *Nature* 415(6867): 23-23.
- ✓ Cusminsky, G.C. y Whatley, R.C. 1996. Quaternary non-marine ostracods from lake beds in northern Patagonia. *Revista Española de Paleontología* 11(2): 143-154.
- ✓ Cwynar, L.C., Rees, A.B., Pedersen, C.R. y Engels, S. 2012. Depth distribution of chironomids and an evaluation of sitespecific and regional lake-depth inference models: a good model gone bad? *Journal of Paleolimnology* 48:517–533.
- ✓ Daga, R., Ribeiro Guevara, S. y Arribére, M. 2016. New records of late Holocene tephras from Lake Futalaufquen (42.8°S), northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 66: 232-247.
- ✓ Daga, R., Ribeiro Guevara, S., Poire, D.G. y Arribére, M. 2014. Characterization of tephras dispersed by the recent eruption of volcanoes Calbuco (1961), Chaitén (2008) and Cordón Caulle Complex (1960 and 2011), in Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 49: 1-14.
- ✓ Daga, R., Ribeiro Guevara, S., Sánchez, M.L. y Arribére, M. L. 2008. Tephrochronology of recent events in Northern Patagonia Andean Range: spatial distribution and provenance of lacustrine ash layers in Nahuel Huapi National Park. *Journal of Quaternary Science* 25(7): 1113-1123.
- ✓ Dalla, L. y Franzese, J. 1987. Las megaestructuras del macizo y Cordillera Norpatagonica, Argentina y la genesis de las cuencas volcano-sedimentarias Terciarias. *Andean Geology* 31: 3-13.
- ✓ Dean, W.E. Jr. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research* 44: 242-248.
- ✓ Del Valle, R. A., Lirio, J. M., Nuñez, H. J., Tatur, A., Rinaldi, C., Lusky, J. and Amos, A. J. 1996. Reconstrucción paleoambiental Pleistoceno-Holoceno en latitudes medias al este de los Andes. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV: 85-102.

- ✓ Diario Rio Negro. 19 SEP 2013. Bariloche en temporada alta recibió 3000 turistas más que en 2012. http://www.rionegro.com.ar/sociedad/bariloche-en-temporada-alta-recibio-3000-turi-XORN_1255743
- ✓ Diario Hosteltur. 18 de Abril de 2017. http://www.hosteltur.lat/116530_bariloche-propone-cobrar-tasa-turistica-2017.html
- ✓ Dieffenbacher-Krall, A.C., Vandergoes, M.J. y Denton, G.H. 2007. An inference model for mean summer air temperatures in the Southern Alps, New Zealand, using subfossil chironomids. *Quaternary Science Review* 26: 2487-2504.
- ✓ Dodd, J.R. y Stanton, Jr., R.J. 1990. Paleoecology. Concepts and applications (second edition). Wiley-Interscience, New York. 502 pp.
- ✓ Donato, M., Massafferro, J. y Brooks, S.J. 2008. Lista de los quironomidos (Chironomidae: Diptera) del Parque Nacional Nahuel Huapi, Patagonia, Argentina. *Revista de la Sociedad Entomologica Argentina*. 67 (1-2): 163-170.
- ✓ Donato, M., Mauad, M., y Fuentes, M.C. 2015. A new species of *Parapsectrocladius* Cranston (Diptera: Chironomidae: Orthoclaadiinae) from Patagonia, Argentina. *Zootaxa* 3911(4): 547-559.
- ✓ Dzendoletas, M.A., Caallaro, S., Crivelli, E. y Pereyra, F. 2006. Mapa de vegetación del ejido municipal de San Carlos de Bariloche y alrededores. Rio Negro. Patagonia Argentina. *Ecología*. 20: 65-88.
- ✓ Eastwood, W.J., Tibby, J., Roberts, N., Birks, H.J.B. y Lamb, H.F. 2002. The environmental impact of the Minoan eruption of Santorini (Thera): statistical analysis of palaeocological data from Göllhisar, Southwest Turkey. *Holocene* 12: 431-444.
- ✓ Eggermont, H, Heiri, O. y Verschuren, D. 2006. Fossil Chironomidae (Insecta: Diptera) as quantitative indicators of past salinity in African Lakes. *Quaternary Science Review* 25:1966-1994.
- ✓ Engels, S. y Cwynar, L. 2011. Changes in fossil chironomid remains along a depth gradient: evidence for common faunal thresholds within lakes. *Hydrobiologia* 665:15-38.
- ✓ Engels, S., Cwynar, L.C., Rees, A.B.H. y Shuman, B.N. 2012. Chironomid-based water depth reconstructions: an independent evaluation of site-specific and local inference models. *Journal of Paleolimnology* 48: 693-709.
- ✓ Ezcurra, C. y Brión, C. 2005. Plantas del Nahuel Huapi. Catálogo de la Flora Vascular del Parque Nacional Nahuel Huapi, Argentina. Universidad Nacional del Comahue. Red Latinoamericana de Botánica. San Carlos de Bariloche. 70 pp.

- ✓ Flint, R y Fidalgo, F. 1964. Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41° 20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 93. Buenos Aires.
- ✓ Flint, R y Fidalgo, F. 1968. Drift Glacial al este de los Andes, entre Bariloche y Esquel. Instituto Nacional Geología y Minería. Boletín 119. Buenos Aires.
- ✓ Frey, D.G. 1974. Paleoecology. *Mitteilungen Internationale Vereinigung Für Limnology* 20:95-123.
- ✓ Giacosa, R. y Heredia, N. 2001. Hoja Geológica 4172-IV San Carlos de Bariloche, provincias de Río Negro y Neuquén. SEGEMAR. Buenos Aires. Boletín N° 279: 1-85.
- ✓ Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., McKenzie, J.A. Markgraf, V., Hajdas, I. y McCulloch, R.D. 2005. Mid-Holocene strengthening of the Southern Westerlies in South America - sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49°S). *Global and Planetary Changes* 49: 75–93.
- ✓ Gonzalez-Bonorino, F. y Gonzalez-Bonorino, G. 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapí. *Asociación Geológica Argentina* 33(3): 175-210.
- ✓ Gonzalez Diaz, E. y Malagnino, E. 1984. Geomorfología. En V. Ramos (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. 1(13): 47-366. Buenos Aires.
- ✓ Guilizzoni, P., Bonomi, G., Galanti, G. y Ruggiu, D. 1983. Relationship between sedimentary pigments and primary production: evidence from core analyses of twelve Italian lakes. *Hydrobiologia* 103: 103–106.
- ✓ Guilizzoni, P., Lami, A. y Marchetto, A. 1992. Plant pigment ratios from lake sediments as indicators of recent acidification in alpine lakes. *Limnology and Oceanography* 37: 1565–1569.
- ✓ Guilizzoni, P., Marchetto, A., Lami, A., Olfield, F., Manca, M., Belis, C., Nocentini, A., Comoli, P., Jones, V., Juggins, S., Chondrogianni, C., Ariztegui, D., Lowe, J., Ryves, D., Battarbee, R., Rolph, T. y Massaferró, J. 2000. Evidence for short-lived oscillations in the biological records from the sediments of Lago Albano (central Italy) spanning the period ca. 28 to 17 kyr BP. *Journal of Paleolimnology* 23: 117–127.
- ✓ Guilizzoni, P., Massaferró, J., Lami, A., Piovano, A., Ribeiro Guevara, S. Formica, S., Daga, R., Rizzo, A. y Gerli, S. 2009. Palaeolimnology of Lake Hess (Patagonia, Argentina): multi-proxy analyses in short sediment cores. En: paleolimnological proxies as tools of environmental reconstruction in freshwater. Buczo, K., Korponai, J., Padisak, J. y Starratt, S. (Eds.) *Hydrobiologia* 631:289–302.

- ✓ Guilizzoni, P., Marchetto, A. y Lami, A. 2011. Use of sedimentary pigments to infer past phosphorus concentration in lakes. *Journal of Paleolimnology* 45:433–445. doi: 10.1007/s10933-010-9421-9.
- ✓ Haberzettl, T., Fey, M., Lücke, A., Maidana, N., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Schleser, G.H., Wille, M. y Zolitschka, B. 2005. Climatically induced lake level changes during the last two millennia as reflected in sediments of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina). *Journal of Paleolimnology*. 33: 283-302.
- ✓ Hajdas, I., G. Bonani, P. I. Moreno, and D.I. Ariztegui, 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* 59: 70–78.
- ✓ Heinrichs, M.L., Walker, I.R. y Mathewes, R.W. 2001. Chironomid-based paleosalinity records in southern British Columbia, Canada: a comparison of transfer functions. *Journal of Paleolimnology* 26: 147–159.
- ✓ Heiri, O. y Lotter, A.F. 2003. 9000 years of chironomid assemblage dynamics in an Alpine Lake: long-term trends, sensitivity to disturbance, and resilience of the fauna. *Journal of Paleolimnology* 30: 273-289.
- ✓ Heiri, O., Lotter, A.F. y Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25(1): 101-110.
- ✓ Hickman, M. y Reasoner, M.A. 1994. Diatom responses to late Quaternary vegetation and climate change and to deposition of two tephras in an alpine and sub-alpine lake in Yoho National Park, British Columbia. *Journal of Paleolimnology* 11(2): 173-188.
- ✓ Hunt, J. y Hill, P.G. 1993. Tephra geochemistry: a discussion of some persistent analytical problems. *The Holocene* 3(3): 271-278.
- ✓ Hofmann, W. 1986. Developmental history of the Großer Plöner See and the Schöhsee (north Germany): cladoceran analysis, with special reference to eutrophication. *Arch of Hydrobiology Supplement* 74: 259-287.
- ✓ Hofmann, W. 1998. Cladocerans and chironomids as indicators of lake level changes in north temperate lakes. *Journal of Paleolimnology* 19: 55–62.
- ✓ Hogg, A.G., Hua, Q., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Guilderson, T.P., Heaton, T.J., Niu, M., Palmer, J., Reimer, P.J., Reimer, R., Turney, C.S.M., Zimmerman, S.R.H., 2013. ShCal13 Southern Hemisphere calibration, 0-50,000 cal yr BP. *Radiocarbon*. 55(4). doi:10.2458/azu_js_rc.55.16783.
- ✓ Iglesias, V. y Whitlock, C. 2014. Fire responses to postglacial climate change and human impact in northern Patagonia (41–43°S). *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111(51): 5545-5554.

- ✓ Iglesias, V., Whitlock, C., Markgraf, V. y Bianchi, M.M. 2014. Postglacial history of the Patagonian forest/steppe ecotone (41-43 S). *Quaternary Science Reviews* 94: 120-135
- ✓ Ilyashuk, E.A., Koinig, K.A., Heiri, O., Ilyashuk, B.P., y Psenner, R. 2011. Holocene temperature variations at a high-altitude site in the Eastern Alps: a chironomid record from Schwarzsee ob Sölden, Austria. *Quaternary Sciences Review* 30(1-2): 176–191.
- ✓ INQUA. Sub-Comission for Tephrochronology & Volcanism: SCOTAV. <http://www.arch.ox.ac.uk/intav/INQUA-INTAV.html>
- ✓ Joshi, S.R. y Shukla, B.S. 1991. An initio derivation of formulations for ²¹⁰Pb dating of sediments. *Journal of Radio analytical and Nuclear Chemistry* 148: 73–79.
- ✓ Juggins, S. 2003. C2 User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. University of Newcastle, Newcastle upon Tyne, UK, 69.
- ✓ Juggins, S. 2014. Paleoeological Data Analysis with R. Curso, CANAC/APN. Libro de lecturas. San Carlos de Bariloche.
- ✓ Kalff, J. 2001. Limnology, 2nd edn. Prentice Hall, New Jersey.
- ✓ Kansanen, P.H. 1985. Assessment of pollution history from recent sediment in lake Vanajavesi, southern Finland. II. Changes in Chironomidae, Chaoboridae and Ceratopogonidae (Diptera) fauna. *Annales Zoologici Fennici* 22: 57-90.
- ✓ Korhola, A., Olander, H. y Blom, T. 2000. Cladoceran and chironomid assemblages as qualitative indicators of water depth in subarctic Fennoscandian lakes. *Journal of Paleolimnology* 24(1): 43-54.
- ✓ Koutche, V. 1942. Estación forestal de Puerto Achorena, Isla Victoria, su organización y trabajos. Boletín forestal correspondiente al año 1941. Ministerio de Agricultura, Dirección de Parques Nacionales, Buenos Aires.
- ✓ Kurek, J. y Cwynar, L.C. 2009. The potential of site-specific and local chironomid-based inference models for reconstructing past lake levels. *Journal of Paleolimnology* 42(1): 37-50.
- ✓ Lami, A., Guilizzoni, P. y Marchetto, A. 2000. High resolution analysis of fossil pigments, carbon, nitrogen and sulphur in the sediments of eight European Alpine lakes: the MOLAR project. In Lami, A., Cameron, N. y Korhola, A. (eds) *Paleolimnology and Ecosystem models: Europe vs North America*. *Quaternary Science Reviews* 18: 717-735.
- ✓ Langdon, P.G., Barber, K.E. y Lomas-Clarke, S.H. 2004. Reconstructing climate and environmental change in northern England through chironomid and pollen analyses: evidence from Talkin Tarn, Cumbria. *Journal of Paleolimnology* 32(2): 197-213.

- ✓ Langdon, P.G., Ruiz, Z., Wynne, S., Sayer, C.D. y Davidson, T.A. 2010. Ecological influences on larval chironomid communities in shallow lakes: implications for palaeolimnological interpretations. *Freshwater Biology* 55(3): 531–545.
- ✓ Laprida, C., García Chaporí, N., Ramón Mercau, M.J., Watanabe, S., Totah, V., Marcolini, S. y Violante, R. 2014. Condicionantes ambientales de comunidades De foraminíferos bentónicos durante El pleistoceno medio en el atlántico Sudoccidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(3): 356 - 368
- ✓ Laprida, C., Massaferró, J., Ramón Mercau, M.J. y Cusmunsky, G. 2015. Paleobioindicadores del fin del mundo: ostrácodos y quironómidos del extremo sur de Sudamérica en ambientes lacustres Cuaternarios. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 21(2): 97-117.
- ✓ Lara, L.E. 2009. The 2008 eruption of the Chaiten Volcano, Chile: a preliminary report: *Andean Geology* 36: 125-129.
- ✓ Lara, L.E., Moreno-Roa, H. y Naranjo, J.A. 2004. Rhyodacitic fissure eruption in Southern Andes (Cordón Caulle; 40.5°S) after the 1960 (Mw: 9.5) Chilean earthquake: A structural interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138: 127–138.
- ✓ Lara, L.E., Amigo, Á. y Moreno, H. 2009. Volcanismo explosivo del volcán Michinmahuida: primeros antecedentes de una ignimbrita postglacial. *Congreso Geológico Chileno* 12.
- ✓ Lara, L.E., Moreno, R., Amigo, Á., Hoblitt, R. P. y Pierson, T.C. 2013. Late Holocene history of Chaitén Volcano: New evidence for a 17th century eruption. *Andean Geology* 40(2): 249-261.
- ✓ Larocque-Tobler, I. 2001. How many chironomid head capsules is enough? A statistical approach to determine sample size for paleoclimatic reconstruction. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology* 172: 133-142.
- ✓ Larocque, I. & Rolland, N. 2006. Le guide visual des chironomids sub-fossiles, du Québec à l'île d' Ellesmere. *Institut National de Recherche Scientifique, Rapport de Recherche R-900*, ISBN 2-89146-3.
- ✓ Larocque-Tobler, I., Pienitz, R. y Rolland, N. 2006. Factors influencing the distribution of chironomids in lakes distributed along a latitudinal gradient in northwestern Québec, Canada. *Can. J. Fish. Aquatic Science* 63: 1286-1297.
- ✓ Larocque-Tobler, I., Grosjean, M., Heiri, O., Trachsel, M. y Kamenik, C. 2010. Thousand years of climate change reconstructed from chironomid subfossils preserved in varved

- lake Silvaplana, Engadine, Switzerland. *Quaternary Science Reviews* 29(15): 1940-1949.
- ✓ Leavitt, P.R. 1993. A review of factors that regulate carotenoid and chlorophyll deposition and fossil pigment abundance. *Journal of Paleolimnology* 9: 109-127.
 - ✓ Leavitt, P.R y Hodgson, D.A. 2001. Sedimentary Pigments. En: Smol, J.P., Birks, H.J.B. y Last, W.M. (eds.) Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht. Países Bajos.
 - ✓ Little, J.L., J.P. Smol, 2001. A chironomid-based model for inferring late-summer hypolimnetic oxygen in southeastern Ontario lakes. *Journal of Paleolimnology* 26: 259–270.
 - ✓ Lotter, A.F. y Birks, H.J.B. 2003. Holocene sediments of Sagistalsee, a small lake at the present days the Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 30: 253-260.
 - ✓ Lotter, A.F., Birks, H.J.B., Hofmann, W. y Marchetto, A. 1998. Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cystassemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. II. Nutrients. *Journal of Paleolimnology* 19: 443–463.
 - ✓ Lotter, A. F., Heiri, O., Brooks, S., van Leeuwen, J. F., Eicher, U. y Ammann, B. 2012. Rapid summer temperature changes during Termination 1a: high-resolution multiproxy climate reconstructions from Gerzensee (Switzerland). *Quaternary Science Reviews* 36: 103-113.
 - ✓ Luckman, B.H. y Villalba, R. 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the western cordillera of the Americas during the last millennium. En: Markgraf, V. (Ed.), *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press. New York. 119–137.
 - ✓ Luckman, B.H. y Villalba, R. 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the western cordillera of the Americas during the last millennium. En: Markgraf, V. (Ed.), *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press. New York. 119–137.
 - ✓ Luoto, T.P. 2009. A finnish chironomid and chaoborid based inference model for reconstructing past lake levels. *Quaternary Science Reviews* 28(15): 1481-1489.
 - ✓ Luoto, T.P. y Nevalainen, L. 2009. Larval chaoborid mandibles in surface sediments of small shallow lakes in Finland: implications for palaeolimnology. *Hydrobiologia* 631: 185-195.
 - ✓ Maddison, E.J., Long, A.J., Woodroff, S.A., Ranner, P.H. y Huntley, B. 2014. Chironomids as indicators of climate change: a temperature inference model for Greenland. En *EGU General Assembly Conference Abstracts*. Vienna, Austria. 16: 4169pp.

- ✓ Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvergi, G. y Fenbiao N. 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326(5957): 1256-1260.
- ✓ Marchetto, A., Lami, A., Musazzi, S., Massaferró, J., Langone, L. y Guilizzoni, P. 2004. Lake Maggiore (N. Italy) trophic history: fossil diatom, plant pigments, and chironomids, and comparison with long-term limnological data. *Quaternary International* 113(1), 97-110.
- ✓ Markgraf, V. y Diaz, H.F. 2000. The past ENSO record: a synthesis. En: Diaz, H.F. y Markgraf, V. (Eds.), *El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability and Global and Regional Impacts. Cambridge University Press, Cambridge* 465–488pp.
- ✓ Markgraf, V., Baumgartner, T.R., Bradbury, J.P., Diaz, V., Dunbar, R.B., Luckman, B.H., Seltzer, G.O., Swetnam, T.W. y Villalba, R. 2000. Paleoclimate reconstruction along the Pole–Equator–Pole transect of the Americas (PEP 1). *Quaternary Science Reviews* 19(1-5): 125-140.
- ✓ Martin, R., Massaferró, J., Ramon Mercáu, J., Lücke, A., Mayr, C. y Laprida, C. 2015 a. Chironomid record from the Little Ice Age in Laguna Azul, Southern Patagonia (Argentina). 4° Congreso Internacional de Paleoecología. Resumen volume 100. Mendoza.
- ✓ Martin, R., Ramon Mercáu, J., Massaferró J., Montes de Oca, F. y Laprida, C. 2015 b. Modern chironomid (Insecta: Diptera) distribution in Southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina). 6° Congreso Argentino de Limnología. Resumen en CD. La Plata.
- ✓ Martínez Peck, L. 1994. Desarrollo Integral del Complejo Recreativo La Zeta. Editado por COPLADE, Esquel, Argentina.
- ✓ Masiokas, M.H., Luckman, B.H., Villalba, R., Ripalta, A. y Rabassa, J. 2010. Little Ice Age fluctuations of Glaciar Río Manso in the north Patagonian Andes of Argentina. *Quaternary Research* 73: 96-106.
- ✓ Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., Lascano, M.E., Delgado, S. y Stepanek, P. 2008. 20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia. *Global and Planetary Changes* 60(1-2): 85-100.
- ✓ Massaferró, J. y Brooks, S. 2002. The response of Chironomids to Late Quaternary environmental change in the Taitao Peninsula, Southern Chile. *Journal of Quaternary Sciences* 17(2):101-111.

- ✓ Massaferrero, J. y Corley, J. 1998. Environmental disturbance and chironomid paleodiversity: 15 kyr BP of history at Lake Mascardi (Patagonia, Argentina). *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 8:315-323.
- ✓ Massaferrero, J. y Vandergoes, M. 2007. Postglacial Chironomid records from Australia, New Zealand and South America. *Encyclopedia of Quaternary Sciences* 287: 398-409.
- ✓ Massaferrero, J. y Larocque-Tobler, I. 2013. Using a newly developed chironomid transfer function for reconstructing mean annual air temperature at Lake Potrok Aike, Patagonia, Argentina. *Ecological Indicators* 24: 201–210.
- ✓ Massaferrero, J., Ribeiro Guevara, S., Rizzo, A. y Arribére, M. 2005 a. Short-term environmental changes in Lake Morenito (41° S, 71° W, Patagonia, Argentina) from the analysis of sub-fossil chironomids. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 15: 23-30.
- ✓ Massaferrero, J., Brooks, S.J. y Haberle, S.G. 2005 b. The dynamics of chironomid assemblages and vegetation during the Late Quaternary at Laguna Facil, Chonos Archipelago, southern Chile. *Quaternary Science Reviews* 24: 2510-2522.
- ✓ Massaferrero, J., Moreno, P.I., Denton, G.H., Vandergoes, M. y Dieffenbacher-Krall, A. 2009. Chironomid and pollen evidence for climate fluctuations during the Last Glacial Termination in NW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28: 517-525.
- ✓ Massaferrero, J., Montes de Oca, F., Pessacq, P., Hernández, L.M., Spinelli, G., Donato, M., Ronderos, M., Archangelsky, M., Brand, C., Lozano, F., Brooks, S. y Cámpo, R. 2012. Guía de Insectos Acuáticos del Parque Nacional Nahuel Huapi. Larvas y Pupas. *Editorial de difusión de Fundación Florens* 184pp.
- ✓ Massaferrero, J., Ortega, C., Fuentes, R. y Araneda, A. 2013. Guía para la identificación de Tanytarsini subfósiles (Diptera: Chironomidae: Chironomidae) de la Patagonia. *Ameghiniana* 50(3): 319-334.
- ✓ Massaferrero, J., Larocque-Tobler, I., Brooks, S.J., Vandergoes, M., Dieffenbacher-Krall, A. y Moreno, P. 2014. Quantifying climate change in Huelmo mire (Chile, Northwestern Patagonia) during the Last Glacial Termination using a newly developed chironomid-based temperature model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 399: 214–224.
- ✓ Massaferrero, J., Correa-Metrio, A., Montes de Oca, F. y Mauad, M. 2016. Contrasting responses of lake ecosystems to environmental disturbance: a paleoecological perspective from northern Patagonia (Argentina). *Hidrobiología* DOI 10.1007/s10750-016-3081-3.

- ✓ Mermoz, M., Ubeda, C., Grigera, D., Brion, C., Martín, C., Bianchi, E. y Planas, H. 2009. El Parque Nacional Nahuel Huapi: sus características ecológicas y su estado de conservación (Informe técnico). Administración de Parques Nacionales - Universidad Nacional del Comahue, San Carlos de Bariloche.
- ✓ Millet L, Rius D, Galop D, Heiri O, Brooks SJ (2012) Chironomid based reconstruction of Lateglacial summer temperatures from the Ech palaeolake record (French western Pyrenees). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 315–316: 86–99
- ✓ Modenutti, B.E., Balseiro, E., Diéguez, M.C., Queimaliños, C. y Albariño, R. 1998. Heterogeneity of fresh-water Patagonian ecosystems. *Ecología Austral* 8: 155-165.
- ✓ Modenutti, B.E., Balseiro, E.G., Elser, J.J., Bastida Navarro, M., Cuassolo, F., Laspumaderes, C., Souza, M.S. y Díaz Villanueva, V. 2013. Effect of volcanic eruption on nutrients, light y phytoplankton in oligotrophic lakes. *Limnology and Oceanography* 58(4):1165–1175
- ✓ Modenutti, B.E., Balseiro, E.G., Navarro, M.B., Lee, Z.M., Souza, M.S., Corman, J.R. y Elser, J.J. 2015. Effects of Volcanic Pumice Inputs on Microbial Community Composition and Dissolved C/P Ratios in Lake Waters: an Experimental Approach. *Microbial ecology* 71(1), 18-28.
- ✓ Moller Pillot, H.K.M. y Buskens, R.F.M. 1990. De larven der Nederlandse Chironomidae. Autoecologie en verspreiding. *Nederlandse Faunistische Mededelingen* 1c: 1-87.
- ✓ Moreno, A., López-Merino, L., Leira, M., Marco-Barba, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. L. y Ito, E. 2011. Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology* 46(3): 327-349.
- ✓ Moreno, P.I., Alloway, B.V., Villarosa, G., Outes, V., Henríquez, W.I. y DePol-Holz, R. 2014. Intermittent explosive volcanism in the Chaitén sector of the southern Andes (43°S) over the last 10,000 years. *Geology* 43(1): 47-50.
- ✓ Moreno, P.I., Alloway, B.V., Villarosa, G., Outes, V., Henríquez, W.I., De Pol-Holz, R. y Pearce, N.J.G. 2015. A past-millennium maximum in postglacial activity from Volcán Chaitén, southern Chile. *Geology* 43(1): 47-50.
- ✓ Naranjo, J.A. y Stern, C.R. 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile* 31(2): 224-240.
- ✓ New, M., Lister, D., Hulme, M. y Stutz, S. 2002. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research* 21: 1-25.

- ✓ Nores, M. y Serra, D.A. 2005. Argentina: Informe 2000 – 2004. En: López-Lanús, B. y Blanco, D.E. El Censo Neotropical de Aves Acuáticas 2004. Una herramienta para la conservación. *Wetlands International Global Series* N° 17. Buenos Aires, Argentina. 13-30.
- ✓ Oksanen, J.R., Kindt, P., Legendre y O'Hara, R.B. 2005. Vegan: community ecology package version 1.15-3. (<http://cc.oulu.fi/~jarioksa/>)
- ✓ Oliver, D.R. 1971. Life history of the Chironomidae. *Annual review of entomology* 16(1): 211-230.
- ✓ Ortlieb, L. 2000. The documentary historical record of El Niño Events in Peru: An update of the Quinn record (sixteenth through nineteenth centuries). En: *El Niño and the Southern Oscillation: Variability, Global and Regional Impacts* 207-295.
- ✓ Ortlieb, L. y Macharé, J. 1993. Former El Niño events: records from western South America. *Global and Planetary Change. Quaternary earth system changes* 7(1-33): 181-202.
- ✓ Paggi, A.C. 2001. Diptera: Chironomidae. In: Fernández HR, Domínguez E (eds) Guía para la determinación de los artrópodos bentónicos Sudamericanos. *Editorial Universitaria de Tucumán*, Tucumán, Argentina. 167-194.
- ✓ Paggi, A.C. 2009. Diptera Chironomidae. En: Domínguez, E. y Fernández, H.R. (eds) Macroinvertebrados bentónicos sudamericanos. Sistemática y biología. Fundación Miguel Lillo. Tucumán. 383-409.
- ✓ Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Eisenberg, A., Yañez, G. y Triep, E. 2003. Cambio en la subducción de la Placa de Nazca, de plana a inclinada, bajo Chile central y Argentina: datos sismológicos preliminares. *10º Congreso Geológico Chileno* Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra.
- ✓ Petit-Breuilh Sepulveda, M.E. 1995. Evaluación del impacto de erupciones históricas en algunos volcanes de alto riesgo de los Andes del Sur: Nevados de Chillán, Cordón Caulle, Osorno, Calbuco y Hudson, Chile. *Informe Final* 1-98.
- ✓ Petit-Breuilh Sepulveda, M.E. 2004. La Historia Eruptiva de los Volcanes Hispanoamericanos (Siglos XVI al XX), Serie Casa de los Volcanes N° 8. Servicio de Publicaciones Exmo. Cabildo Insular de Lanzarote: Huelva, Spain.
- ✓ Pinder, L.C.V. y Reiss, F. 1983. The larvae of Chironomidae (díptera: Chironomidae) of the Holarctic region. Keys and diagnoses. *Entomologica Scandinavica Supplement* 19: 293-435
- ✓ Porinchu, D.F., MacDonald, G.M., Bloom, A.M. y Moser, K.A. 2002. The modern distribution of chironomid sub-fossils (Insecta: Diptera) in the Sierra Nevada,

- California: potential for paleoclimatic reconstructions. *Journal of Paleolimnology* 28(3): 355-375.
- ✓ Quinlan, R. y Smol, J.P. 2001. Setting minimum head capsule abundance and taxa deletion criteria in chironomid-based inference models. *Journal of Paleolimnology* 26(3): 327–342. doi:10.1023/A:1017546821591.
 - ✓ Quinlan, R., Smol, J.P. y Hall, R.I. 1998. Quantitative inferences of past hypolimnetic anoxia in south-central Ontario lakes using fossil midges (Diptera: Chironomidae). *Can. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 55: 587–596.
 - ✓ Quinn, W.H., Neal, V.T. y Antúnez de Mayolo, S. 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Journal of Geophysics Research* 92(C13): 14449–14461.
 - ✓ Rabassa, J., Evenson, E.B. y Stephens, G.C. 1986. Nuevas evidencias del englazamiento plioceno-pleistoceno inferior de los Andes Patagónicos Septentrionales: cerro Tronador, Río Negro. Nota breve. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41(3-4): 405-409.
 - ✓ Rabassa, J. y Clapperton, C.M. 1990. Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews* 9(2): 153-174.
 - ✓ Rabassa, J. y Evenson, E. 1996. Reinterpretación de la estratigrafía glaciaria de la región de San Carlos de Bariloche. In *XIII Congreso Geológico Argentino*, Actas IV 327.
 - ✓ Ramon Mercau, J. 2015. Estudio de la biodiversidad de Ostrácodos actuales y su aplicación en la elaboración de funciones de transferencia para reconstrucciones paleoambientales del Holoceno en la provincia de Santa Cruz (50-52° S). Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 223pp.
 - ✓ Rees, A.B.H. y Cwynar, L.C. 2010. A test of Tyler's Line-response of chironomids to a pH gradient in Tasmania and their potential as a proxy to infer past changes in pH. *Freshwater Biology* 55: 2521-2540.
 - ✓ Ribeiro Guevara, S., Rizzo, A., Sánchez, R. y Arribére, M. 2003. ²¹⁰Pb fluxes in sediment layers sampled from Northern Patagonia lakes. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 258(3): 583-595.
 - ✓ Ribeiro Guevara, S., Meili, M., Rizzo, A., Daga, R. y Arribére, M. 2009. Highly variable mercury inputs to mountain lakes in Patagonia (Argentina) during the past millennium. 9th International Conference on Mercury as a Global Pollutant. June 7–12, Guiyang, China.
 - ✓ Rieradevall, M. y Brooks, S.J. 2001. An identification guide to subfossil Tanypodinae larvae (Insecta: Diptera: Chironomidae) based on cephalic setation. *Journal of Paleolimnology* 25: 81-99.

- ✓ Rizzo, A., Ribeiro Guevara, S., Arribére, M. y Massaferro, J. 2007. Study of subfossil chironomid assemblages of the last 900 yr recorded in a sediment sequence from a high altitude lake of Northern Patagonia (Argentina). *4th International Limnogeology Congress*, July 11–14, Barcelona, Spain.
- ✓ Robbins, J.A. y Herche, L.R. 1993. Models and uncertainty in ²¹⁰Pb dating of sediments. *Radiochemical Limnology* 25: 217-222.
- ✓ Romesburg, H.C. 1984. Cluster Analysis for Researchers. Wadsworth/Lifetime Learning Publications, 334pp.
- ✓ Rossaro, B. 1991. Chironomids and water temperature. *Aquatic Insects* 13(2): 87-98.
- ✓ Schaebitz, F. 1994. Vegetation development and volcanism in the Esquel region, Chubut, Argentina. *Quaternary S Am Ant Penin* 10: 7-29.
- ✓ Saether, O.A. 1979. Chironomid communities as water quality indicators. *Holarctic Ecology* 2: 65-74.
- ✓ Serra, M.N., García, M.L., Maidana, N.I., Villarosa, G., Lami, A. y Massaferro, J. 2016. “Little Ice Age to present paleoenvironmental reconstruction based on multiproxy analyses from Nahuel Huapi lake (Patagonia, Argentina)”. *Ameghiniana* 53: 58–73.
- ✓ Silva Parejas, C., Lara, L. E., Bertin, D., Amigo, A. y Orozco, G. 2012. The 2011-2012 eruption of Cordón Caulle volcano (Southern Andes): Evolution, crisis management and current hazards. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* 14: 9382.
- ✓ Singer, B.S., Jicha, B.R., Harper, M.A., Naranjo, J.A., Lara, L.E. y Moreno-Roa, H. 2008. Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 120(5-6): 599-618.
- ✓ Somoza, R. y Ghidella, M.E. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 797-809.
- ✓ Spalletti, L.A. y Dalla Salda, L. 1996. A pull apart volcanic related Tertiary basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 9: 197-206.
- ✓ Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31(2): 161-206.
- ✓ Szulkin, D. 2003. Diseño y Planificación de la Reserva Natural Urbana Laguna La Zeta. Tesis de Maestría en “Dirección y Planificación Medioambiental”. *Universidad de Cádiz*.

- ✓ Telford, R. J., Barker, P., Metcalfe, S. y Newton, A. 2004 a. Lacustrine responses to tephra deposition: examples from Mexico. *Quaternary Science Reviews* 23(23): 2337-2353.
- ✓ Telford, R.J., Heegaard, E. y Birks, H.J.B. 2004 b. All age–depth models are wrong: but how badly?. *Quaternary science reviews* 23(1): 1-5.
- ✓ Thienemann, A. 1921. Seetypen. *Die Naturwissenschaften* 18: 643-646.
- ✓ Thienemann, A. 1922. Die beiden Chironomusarten der Tiefenfauna der norddeutschen Seen. *Archiv fuer Hydrobiologie* 13: 609-646.
- ✓ Thienemann A. 1954. Chironomus Leben, Verbreitung und wirtschaftliche Bedeutung der Chironomiden. *Die Binnengewässer* 20:1–834.
- ✓ Thomson, S.N. 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin* 114(9): 1159-1173.
- ✓ Tonello, M.S., Mancini, M.V. y Seoaa, H. 2009. Quantitative reconstruccion of Holocene precipitation changes in south Patagonia. *Quaternary Research* 72(3): 410-420.
- ✓ Trivinho-Strixino, S. y Strixino, G. 1993. Estrutura da comunidade de insetos aquáticos associados à Pontederia lanceolata Nuttall. *Revista Brasileira de Biologia* 53(1): 103-111.
- ✓ Trivinho-Strixino, S, Roque, F.O. y Cranston, P.S. 2009. Redescription of *Riethia truncatocaudata* (Edwards, 1931) (Diptera: Chironomidae), with description of female, pupa and larva and generic diagnosis for *Riethia*. *Aquatic Insects* 31(4): 247 - 259.
- ✓ Turney, C.S., Kershaw, A.P., Clemens, S. C., Branch, N., Moss, P.T. y Fifield, L.K. 2004. Millennial and orbital variations of El Nino/Southern Oscillation and high-latitude climate in the last glacial period. *Nature*. 428(6980): 306-310. Urrutia et al., 2007
- ✓ Urrutia, R., Araneda, A., Cruces, F., Torres, L., Chirinos, L., Treuler, H.C., Fagel, N., Bernard, S., Alvial, I., Barra, R. y Chapron, E. 2007. Changes in diatom, pollen and chironomid assemblages in response to a recent volcanic event in Lake Galletue (Chilean Andes). *Limnologica* 37: 49-62.
- ✓ Valencio, D.A., Sinito, A.M., Creer, K.M., Mazzoni, M.M., Alouso, M.S. y Markgraf, V. 1985. Palaeomagnetism, sedimentology, radiocarbon age determinations and palynology of the Llao-Llao area, southwestern Argentina (lat. 41°S, long. 71°39'W): alaeolimnological aspects. En: Rabassa, J. (Ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. A.A. Balkema, Boston 3: 109-147

- ✓ van Hardenbroek, M., Heiri, O., Wilhelm, M.F. y Lotter, A.F. 2011. How representative are subfossil assemblages of Chironomidae and common benthic invertebrates for the living fauna of Lake De Waay, the Netherlands?. *Aquatic Sciences* 73(2): 247-259.
- ✓ Verschuren, D. y Eggermont, H. 2006. Quaternary paleoecology of aquatic Diptera in tropical and Southern Hemisphere regions, with special reference to the Chironomidae. *Quaternary Science Reviews* 25: 1926–1947
- ✓ Verschuren, D., Tibby, J., Sabbe, K. y Roberts, C.N. 2000. Effects of lake level, salinity and substrate on the invertebrate community of a fluctuating tropical lake. *Ecology* 81: 164–182.
- ✓ Veski, S., Seppä, H., Stančikaitė, M., Zernitskaya, V., Reitalu, T., Gryguc, G. y Heiri, O. 2015 a. Quantitative summer and winter temperature reconstructions from pollen and chironomid data between 15 and 8 ka BP in the Baltic–Belarus area. *Quaternary International* 388: 4-11.
- ✓ Veski, S., Seppä, H., Stancikaite, M., Zernitskaya, V., Reitalu, T., Gryguc, G. y Heiri, O. 2015 b. Quantitative summer and winter temperature reconstructions from pollen and chironomid data in the Baltic-Belarus area. En *EGU General Assembly Conference Abstracts* 17:4627.
- ✓ Villa Martínez, R. y Moreno, P.I. 2007. Pollen evidence for variations in the southern margin of the westerly winds in SW Patagonia over the last 12,600 years. *Quaternary Research* 68(3): 400-409.
- ✓ Villalba, R. 1990. Climate, tree-ring, and glacial fluctuations in the Rio Frias Valley, Rio Negro, Argentina. *Artic and Alpine Research* 22(3): 215-232.
- ✓ Villalba, R. 1994. Tree-ring and glacial evidence for the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in southern South America. *Climatic Change* 26: 183-197.
- ✓ Villalba, R. 1994 b. Fluctuaciones climáticas en latitudes medias de América del Sur durante los últimos 1000 años: sus relaciones con la Oscilación del Sur. *Revista Chilena de Historia Natural* 67: 453-461.
- ✓ Villalba, R., Lara, A., Boninsegna, J.A., Masiokas, M., Delgado, S., Aravena, J. C., ... y Ripalta, A. 2003. Large-scale temperature changes across the southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years. *Climatic change* 59(1): 177-232.
- ✓ Villarosa, G. 2008. Tefrocronología Postglacial de la región de Nahuel Huapi, Patagonia, Argentina. Tesis doctoral de la Universidad de Buenos Aires. (Inédito). 260.
- ✓ Villarosa, G. y Outes, V. 2013. “La erupción del Cordón Caulle del 4 de junio de 2011: mapa de distribución, características de la ceniza volcánica caída en la región e impactos en la comunidad”. Efectos de la caída de cenizas del CPCC sobre la región

- del lago Nahuel Huapi. Informe Final. Convenio de Asistencia Técnica Centro Regional Universitario Bariloche (Universidad Nacional del Comahue). Legislatura de Neuquén. 12-59.
- ✓ Villarosa, G., Outes, V., Ostera, H. y Ariztegui, D. 2002. Tefrocronología de la Transición Tardío Glacial-Holoceno en el Lago Masecardi, Parque Nacional Nahuel Huapi, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*. Actas. Tomo II. 699-704. El Calafate.
 - Villarosa, G., Outes, V., Gomez, E.A., Chapron, E. y Ariztegui, D. 2009. Origen del Tsunami de Mayo de 1960 en el lago Nahuel Huapi, Patagonia: aplicación de técnicas batimétricas y sísmicas de alta resolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(3): 593-597
 - ✓ Villarosa, G., Outes, V., Hajduk, A., Sellés, D., Fernández, M., Crivelli Montero, E. y Crivelli, E. 2006. Explosive volcanism during the Holocene in the upper Limay river basin: The effects of ashfalls on human societies. Northern Patagonia, Argentina. *Quaternary International*. 158(1): 44 - 57.
 - ✓ Villarosa, G., Outes, V., Gomez, E.A., Chapron, E. y Ariztegui, D. 2009. Origen del tsunami de Mayo de 1960 en el Lago Nahuel Huapi, Patagonia: aplicación de técnicas batimétricas y sísmicas de alta resolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(3): 593 – 597.
 - ✓ Walker, I.R. 1987. Chironomidae (Diptera) in Paleoecology. *Quaternary Science Reviews* 6: 29-40.
 - ✓ Walker, R., Smol, J.P., Engstrom, D.R. y Birks, H.J.B. 1991. An assessment of Chironomidae as quantitative indicators of past climatic change. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 48: 975-987.
 - ✓ Walker, I.R., Wilson, S.E. y Smol, J.P. 1995. Chironomidae (Diptera): quantitative palaeosalinity indicators for lakes of western Canada. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 52 (5): 950-960.
 - ✓ Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P. y Jetel, M. 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30(21): 3109-3123.
 - ✓ Whitlock, C., Bianchi, M.M., Bartlein, P.J., Markgraf, V., Marlon, J., Walsh, M. y McCoy, N. 2006. Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of the Andes (lat 41–42.5 S), Argentina. *Quaternary Research* 66(2): 187-201.
 - ✓ Wiederholm, T. (Ed.). 1983. Chironomidae of the Holarctic region. Keys and diagnoses. Part 1-Larvae. *Entomologica Scandinavica Supplement* 19: 1-457 pp.

- ✓ Williams, S.J., Brooks, S.J. y Gosling, W.D. 2012. Response of chironomids to late Pleistocene and Holocene environmental change in the eastern Bolivian Andes. *Journal of Paleolimnology* 48:485–501.
- ✓ Williams, N., Rieradevall, M., Suárez, D.A., Rizzo, A., Daga, R., Guevara, S.R. y Arribére, M.A. 2016. Chironomids as indicators of natural and human impacts in a 700-yr record from the northern Patagonian Andes. *Quaternary Research* 86(2): 120-132.
- ✓ Wolinski, L., Laspoumaderes, C., Bastidas Navarro, M., Modenutti, B. y Balseiro, E. 2013. The susceptibility of cladocerans in North Andean Patagonian lakes to volcanic ashes. *FreshwaterBiology* 58: 1878–1888.
- ✓ Woodward, C.A. y Shulmeister, J. 2006. New Zealand chironomids as proxies for human-induced and natural environmental change: transfer functions for temperature and lake production (chlorophyll a). *Journal of Paleolimnology* 36: 407–429.
- ✓ Züllig, H. 1982. Investigations on the stratigraphy of carotenoids in stratified sediments of ten Swiss lakes for detecting past developments of phytoplankton. Schweizerische zeitschrift fur hydrologie-swiss. *Journal of Hydrology* 44(1): 1-98.

TRABAJO DE RESPALDO



AMEGHINIANA

A Gondwanan Paleontological Journal



LITTLE ICE AGE TO PRESENT PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION BASED ON MULTIPROXY ANALYSES FROM NAHUEL HUAPI LAKE (PATAGONIA, ARGENTINA)

M. NOEL SERRA¹
M. LUJÁN GARCÍA²
NORA MAIDANA^{1,3}
GUSTAVO VILLAROSA^{4,5}
ANDREA LAMI⁶
JULIETA MASSEFERRO¹

¹CONICET, Programa de Estudios Aplicados a la Conservación de Paisajes, Parque Nacional Nahuel Huapi (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas CONICET) – Administración de Parques Nacionales (APN), Pte. 204, Pte. 204, San Carlos de Bariloche, Río Negro, Argentina.
²Laboratorio de Dinámicas Continentales, Departamento de Biología y Biología Experimental (DBBE), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEEN) – Universidad de Buenos Aires (UBA), Instituto de Bioinformática y Biología Experimental y Aplicada (IBBA) Universidad de Buenos Aires (UBA) – Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Ciudad Universitaria, Pabellón II, CABA, Argentina.
³Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) – Instituto per lo Studio degli Ecosistemi (ISE), Palazzo Verbeke, Bari.
⁴Escuela de Investigaciones de Biodiversidad y Medio Ambiente (EIBMA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.
⁵Universidad Nacional del Comahue, Quesada 12114 Pte. 204, San Carlos de Bariloche, Argentina.

Submitted: April 22nd, 2015 – Accepted: September 14th, 2015

To cite this article: M. Noel Serra, M. Luján García, Nora Maidana, Gustavo Villarosa, Andrea Lami, Julieta Masseferro (2016). Little Ice Age to present paleoenvironmental reconstruction based on multiproxy analyses from Nahuel Huapi Lake (Patagonia, Argentina). *Ameghiniana* 53: 58–75.

To link to this article: <http://dx.doi.org/10.5710/AMGH.14.09.2015.29.12>

PLEASE SCROLL DOWN FOR ARTICLE

DINOSAUR RELATIVES

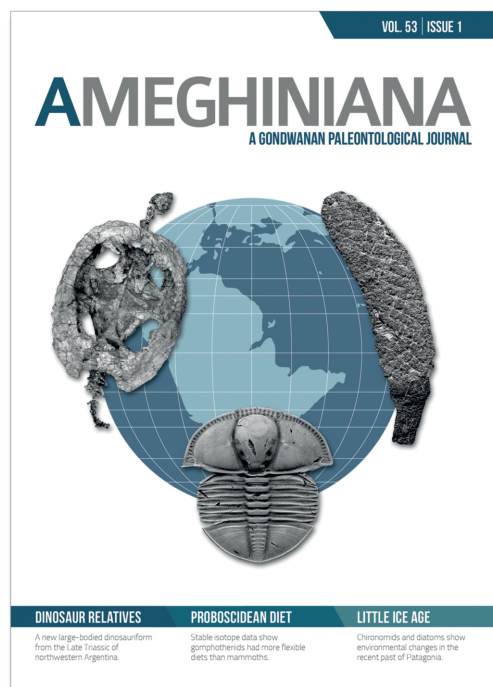
A new large-bodied dinosauriform from the Late Triassic of northwestern Argentina.

PROBOSCIDEAN DIET

Stable isotope data show gomphotheriids had more flexible diets than mammoths.

LITTLE ICE AGE

Chironomids and diatoms show environmental changes in the recent past of Patagonia.



LITTLE ICE AGE TO PRESENT PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION BASED ON MULTIPROXY ANALYSES FROM NAHUEL HUAPI LAKE (PATAGONIA, ARGENTINA)

M. NOEL SERRA¹
M. LUJÁN GARCÍA²
NORA MAIDANA^{1,2}
GUSTAVO VILLAROSA^{4,5}
ANDREA LAMI³
JULIETA MASSAFERRO¹

¹CENAC, Programa de Estudios Aplicados a la Conservación del Parque Nacional Nahuel Huapi (Concejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)-Administración de Parques Nacionales (APN)), Fagnano 244, R8400BCL San Carlos de Bariloche, Río Negro, Argentina.

²Laboratorio de Diatomeas Continentales, Departamento de Biodiversidad y Biología Experimental (DBBE), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEN) - Universidad de Buenos Aires (UBA); Instituto de Biodiversidad y Biología Experimental y Aplicada (IBBEA) Universidad de Buenos Aires (UBA)-Concejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Ciudad Universitaria, Pabellón 2, CABA, Argentina.

³Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) - Istituto per lo Studio degli Ecosistemi (ISE); Pallanza Verbania, Italy.

⁴Instituto de Investigaciones de Biodiversidad y Medio Ambiente (INIBIOMA), Concejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

⁵Universidad Nacional del Comahue, Quintral 1250, R8400FRF San Carlos de Bariloche, Argentina.

Submitted: April 22nd, 2015 - **Accepted:** September 14th, 2015

To cite this article: M. Noel Serra, M. Luján García, Nora Maidana, Gustavo Villarosa, Andrea Lami, Julieta Massaferrero (2016). Little Ice Age to present paleoenvironmental reconstruction based on multiproxy analyses from Nahuel Huapi Lake (Patagonia, Argentina). *Ameghiniana* 53: 58–73.

To link to this article: <http://dx.doi.org/10.5710/AMGH.14.09.2015.2912>

PLEASE SCROLL DOWN FOR ARTICLE

Also appearing in this issue:

DINOSAUR RELATIVES

A new large-bodied dinosauriform from the Late Triassic of northwestern Argentina.

PROBOSCIDEAN DIET

Stable isotope data show gomphotheriids had more flexible diets than mammoths.

LITTLE ICE AGE

Chironomids and diatoms show environmental changes in the recent past of Patagonia.

LITTLE ICE AGE TO PRESENT PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION BASED ON MULTIPROXY ANALYSES FROM NAHUEL HUAPI LAKE (PATAGONIA, ARGENTINA)

M. NOEL SERRA¹, M. LUJÁN GARCÍA², NORA MAIDANA^{1,2}, GUSTAVO VILLAROSA^{4,5}, ANDREA LAMI³, AND JULIETA MASSAFERRO¹

¹CENAC, Programa de Estudios Aplicados a la Conservación del Parque Nacional Nahuel Huapi (Concejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)-Administración de Parques Nacionales (APN)), Fagnano 244, R8400BCL San Carlos de Bariloche, Río Negro, Argentina. marianoelserra@gmail.com; julimassafferro@hotmail.com

²Laboratorio de Diatomeas Continentales, Departamento de Biodiversidad y Biología Experimental (DBBE), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEN) - Universidad de Buenos Aires (UBA); Instituto de Biodiversidad y Biología Experimental y Aplicada (IBBEA) Universidad de Buenos Aires (UBA)-Concejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Ciudad Universitaria, Pabellón 2, CABA, Argentina. a.lami@ise.cnr.it; nim@bgf.cen.uba.ar

³Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) - Istituto per lo Studio degli Ecosistemi (ISE); Pallanza Verbania, Italy. a.lami@ise.cnr.it

⁴Instituto de Investigaciones de Biodiversidad y Medio Ambiente (INIBIOMA), Concejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina. gvillarosa@gmail.com

⁵Universidad Nacional del Comahue, Quintral 1250, R8400FRF San Carlos de Bariloche, Argentina.

Abstract. Lakes are ideal sites to study environmental changes since they preserve climatic, anthropogenic, and volcanic signals in their sediments. Brazo Blest is one of the most important ramifications of Lake Nahuel Huapi and it is an interesting site to study climatic variations as it receives direct discharge of heavy suspended sediments loads from Tronador Glacier through the Frías River, as a result of the abrasion of the bedrock and runoff from the surrounding Valdivian Forest. A short sediment core from Brazo Blest was analyzed for chironomid and diatom assemblages and pigments in order to reconstruct environmental changes during the last 100 years in the basin under study. This multiproxy study also included geochemical and physical analyses and reveals changes in the productivity of the lake over time, showing a shift in the 1950s from autochthonous to allochthonous organic matter. This modification is related to the increase of precipitation and the consequent fluvial runoff from two catchments, Frías River and the Blest-Cántaros basin together with the effects of rising temperatures, which affected Tronador Glacier. Further, it allows us to link volcanic eruptions to a decrease in species richness and number of chironomids and diatoms, as a consequence of reduced light intensities and food availability induced by the high content of suspended sediments in the water column. This study highlights the effectiveness of multiproxy analyses to reconstruct environmental changes.

Key words. Chironomids. Diatoms. Pigments. Lake sediments. Paleoenvironmental reconstruction. Patagonia.

Resumen. RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DESDE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO HASTA EL PRESENTE BASADA EN ANALISIS MULTIPROXY DEL LAGO NAHUEL HUAPI (PATAGONIA, ARGENTINA). Los lagos son sitios ideales para estudiar los cambios ambientales, ya que en sus sedimentos se preservan señales climáticas, antropogénicas y volcánicas. El Brazo Blest es uno de los brazos más importantes del Lago Nahuel Huapi y es un sitio interesante para estudiar variaciones climáticas, ya que recibe la descarga directa de sedimentos en suspensión desde el Glaciar Frías, a través del río homónimo. Estos sedimentos se originan a partir de la abrasión glaciaria, y de la erosión fluvial del sustrato en los ambientes de selva valdiviana circundante. Se analizaron los ensambles de quironómidos y diatomeas, así como los pigmentos, de un testigo corto obtenido en el Brazo Blest, para reconstruir los cambios ambientales ocurridos en los últimos 100 años en la cuenca bajo estudio. Este estudio multiproxy también incluyó análisis geoquímicos y físicos, revelando variaciones en la productividad del lago, mostrando un cambio en el origen de la materia orgánica, pasando de autóctona a alóctona, ocurrido en los 1950s. Este cambio se relaciona con aumentos en las precipitaciones y escorrentía de la cuenca del Río Frías y de la Cuenca Blest-Cántaros, además del incremento en las temperaturas que afectó a los glaciares del Tronador. Asimismo, esto nos permitió asociar eventos volcánicos con un descenso en la abundancia y riqueza específica de quironómidos y diatomeas, atribuidos al aporte de sedimentos en suspensión en la columna de agua, produciendo una disminución de la intensidad de la luz y reducción de la disponibilidad de alimentos. Este estudio resalta la efectividad de realizar análisis multiproxy para reconstruir cambios ambientales pasados.

Palabras clave. Chironomidos. Diatomeas. Pigmentos. Sedimentos lacustres. Reconstrucciones paleoambientales. Patagonia.

LAKE sediments are ideal to study environmental changes, since they represent continuous sequences of climatic and

anthropogenic signals that can be reconstructed back in time. They are excellent sensors of environmental change,

providing records of change at many time-scales. Multiproxy studies involving physical, chemical, and mineralogical analyses, combined with records of fossil biota preserved in those sediments, proved to be one of the best and most accurate approaches to infer and reconstruct past environmental conditions, as they allow an overview of natural and non-natural events that can take place in a lake and its catchment area (Briner *et al.*, 2006). In the Northern Hemisphere, studies of lake sediments using multiple proxies are increasingly used (Battarbee, 2000; Birks and Birks, 2006). In the Southern Hemisphere, these studies are less common and focus mainly in deciphering multi-millennial climate changes since Lateglacial times. On the other hand, the Patagonian Lake District of Argentina and Chile, northern Patagonia, is considered one of the key sites in South America to study environmental changes, as it encloses a great variety of forest communities and lacustrine environments distributed along strong environmental latitudinal and altitudinal gradients and controlled by regional and local climatic effects (Cusminsky and Whatley, 1996; Markgraf *et al.*, 2000; Whitlock *et al.*, 2001; Massaferrero and Brooks, 2002; Massaferrero *et al.*, 2005, 2009, 2013, 2014; Massaferrero and Vandergoes, 2007; Villa Martínez and Moreno, 2007; Gaitán *et al.*, 2011; Queimaliños *et al.*, 2012).

In addition to its environmental sensitivity, Patagonia is under the influence of several active and potentially active volcanoes from the Southern Volcanic Zone in the Andes (Stern, 2004; Fig. 1). From historical times, tephra from these volcanoes have been carried eastwards by the dominant westerly winds (westerlies) and deposited over large areas of the Andean and extra-Andean northern Patagonia in Argentina. Two of the most important eruptions in historical times affecting Lake Nahuel Huapi (LNH), especially Brazo Blest, were the Cordón Caulle (Puyehue-Cordón Caulle-Volcanic Complex; 1960) and Calbuco volcanoes (1893 to 1895; Petit-Breuilh Sepulveda, 1995; Daga *et al.*, 2006, 2010; Villarosa *et al.*, 2009). Several studies have shown that volcanic eruptions could cause significant impact on ecosystems (*i.e.*, Hickman and Reasoner, 1994; Eastwood *et al.*, 2002) and changes in the assemblages of organisms that live in the aquatic environments (Araneda *et al.*, 2007). Despite the potential of the area for climatic/environmental reconstructions, multiproxy data covering the last millennium remain sparse (Ariztegui *et al.*, 1997;

Guilizzoni *et al.*, 2009). In addition, most of the existing studies on Patagonia focused only on bioproxy approaches, and only a few of these examined the impact of volcanic eruptions on lake biota (Massaferrero *et al.*, 2005; Araneda *et al.*, 2007; Modenutti *et al.*, 2013; Wolinski *et al.*, 2013).

Chironomids (Insecta: Diptera) are one of the most abundant and diverse groups of benthic aquatic macroinvertebrates in almost all aquatic environments around the world (Smol *et al.*, 2002; Williams *et al.*, 2012). Due to its chitinous structure, the head capsules of chironomid larvae are usually well preserved in lake sediments, allowing their use for environmental reconstructions (evaluation of trophic status of lakes, oxygen levels, water level fluctuations; Brooks, 2000; Brooks and Birks, 2000, 2004; Brooks *et al.*, 2001; Larocque, 2001; Little and Smol, 2001; Quinlan and Smol, 2001; Adriaenssens *et al.*, 2004; Massaferrero *et al.*, 2005, 2007, 2013; Massaferrero, 2009; Araneda *et al.*, 2007).

Diatoms (Bacillariophyceae) are frequently the dominant algal group in fresh-water and marine environments. They have a cosmopolitan distribution, occupy a wide variety of habitats, and can live under extreme conditions, from polar ice to hot springs, from wet to almost dry habitats, and their distribution is related to water chemistry, climate, and geology (Battarbee, 1986; Round *et al.*, 1990). Diatoms are one of the most widely used biological proxies because they possess a variety of life strategies, have a distinct ecological preferences, and their short life cycle allows them to respond quickly to environmental changes (Lotter *et al.*, 1999; Rühland *et al.*, 2003).

Fossil pigment concentrations in lake sediments are directly related to algal standing stock (Leavitt, 1993), and thus they can be used to reconstruct the evolution of phytoplankton assemblages, and to infer total primary productivity (Züllig, 1982; Guilizzoni *et al.*, 1983, 1992). Chlorophyll derivatives (CD) and total carotenoids (TC) are used as proxies for algal biomass. Generally, higher values of CD/TC ratio reflect the inflow of allochthonous material to the basin (Sanger, 1988, according to Lami *et al.*, 2000) and could also indicate changes in the productivity of a lake (Bianchi *et al.*, 1999). In addition, derivatives of chlorophyll and carotenoids have proven to be valuable indicators of characteristics that regulate the transformation of pigments (grazing, anoxia, laminated, light, etc.) in both sediment and water column, and therefore are key indicators of changes in the biotic and

physical environment of the lakes. In the same way, plant pigment ratios of absorbance at 430 nm: 410 nm indicate the proportion of degraded chlorophyll and can be used as a measure of pigment quality preservation.

In this study, we propose a multiproxy analysis using chironomids, diatoms, and fossil pigments to reconstruct the history of environmental changes in a short core from Brazo Blest in LNH during the last century. We aim to evaluate and disentangle the occurrence and possible impact of different environmental changes (sediment input, tephra depositions, allochthonous/ autochthonous organic matter source) to better understand lake processes related to input from the river and sediments washed out from the basin.

METHODS

Study Site

Lake Nahuel Huapi is a glacial lake located in northern Patagonia, Argentina, in the forested eastern foothills of the Andes (41° 01' 25.66" S; 71° 32' 5.88" W, at 767 masl, with a surface of 557 km², maximum depth of 464 m). It has an amoeboid shape with seven branches named Blest, Campanario, Última Esperanza, Huemul, Machete, Rincón, and Tristeza. The lake is fed by melting ice, snow, and rain, and the River Limay lake outlet.

Brazo Blest is one of the most important branches of LNH; it receives discharges from the Frías River, which in turn carries melting glacial water directly from Mount Tronador's ice-cap and from a relatively small catchment area northwest of Blest, where Arroyo Los Cántaros and Arroyo Blest transport sediments into the lake (Fig. 1). The bay of Brazo Blest has a recorded depth 40 m and is located within the temperate-cold Valdivian rainforest with an average precipitation of 3000–4000 mm y⁻¹ with a marked seasonality, wet winters, with frequent snowfalls and temperature below zero, and dry summers, with temperatures close to 30 °C (Barros *et al.*, 1983).

Core extraction

In July 2011, a short sediment core (35 cm long) named Blest11 was recovered (41° 01' 27.80" S; 71° 49' 13.86" W, 772 masl), at a depth of 10 m in the bay of Brazo Blest, using a Hammer Corer, and it is stored at CENAC (Programa de Estudios Aplicados a la Conservación del Parque Nacional Nahuel Huapi (CONICET-APN)). The first 20 cm of the

core were subsampled every 1 cm, and from 20 cm to the bottom every 2 cm (27 subsamples). The samples were analyzed for biological, chemical, and physical properties.

Dating and chronology

Core dating was performed using the ²¹⁰Pb technique (My Core Laboratory, Canada). Specific activity profiles were determined by high-resolution gamma ray spectrometry on core Blest11. The Constant Rate of Supply (CRS) model was used for ²¹⁰Pb dating (Joshi and Shukla, 1991; Robbins and Herche, 1993). Correction of the old date error of the CRS model (Binford, 1990) was implemented by logarithmic extrapolation of the measurements to complement integration to infinite depth. A tephrochronologic framework was used for the last millennium to provide greater reliability in ²¹⁰Pb dating (Villarosa *et al.*, 2002). Since some of the most important eruptions in the area were those of Calbuco from

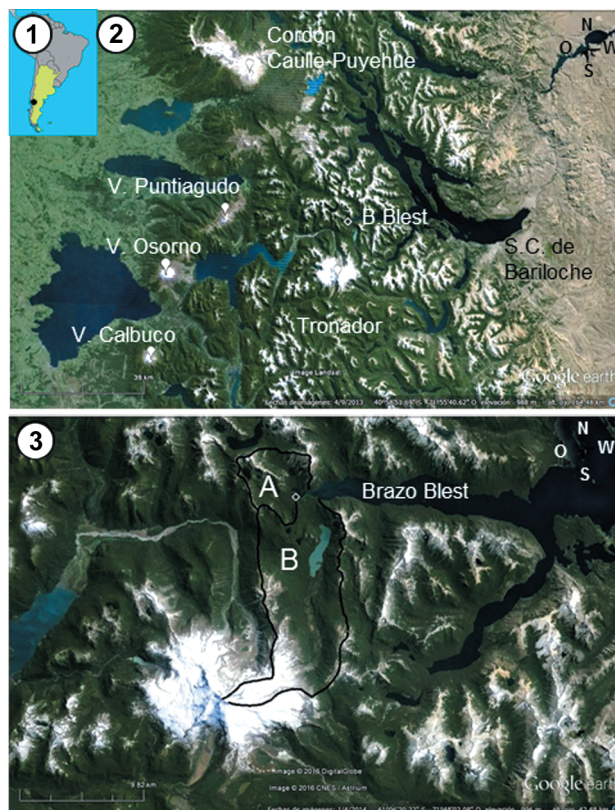


Figure 1. Google Earth image. **1**, Argentina, Lago Nahuel Huapi (circle) (40° 59' S; 71° 51' O); **2**, Lago Nahuel Huapi, Brazo Blest (empty rhomb) 41° 01' 25.66" S; 71° 32' 5.88" W, at 767 masl; active volcanoes that affected Lago Nahuel Huapi (white dots); **3**, **A**, Blest-Cantaros catchment area 41° 01' S; 71° 32' W; **B**, Frías Glacier catchment area.

1893 to 1895 and Cordón Caulle in 1960 (Petit-Breuilh Sepulveda, 1995; Villarosa *et al.*, 2009), the presence of volcanic ash layers in the sedimentary sequence helps to establish absolute dates and corroborate the chronological model. In order to identify the tephra the sediment was washed, sieved and observed under a stereomicroscope. Tephra characteristics were then compared with those of known tephra markers present in the area (Villarosa *et al.*, 2002). We also used chronological data from dendrogeomorphological information and historical records (Villalba, 1990).

Magnetic susceptibility (MS)

Magnetic susceptibility indicates the degree of magnetization of a material in response to a magnetic field; it is a dimensionless proportionality constant. It is a useful method to identify changes in the sediments, such as tephra layers or changes in mineral abundances and composition. It was measured with a Bartington MS2 Magnetic Susceptibility Meter in the Laboratory of Paleomagnetism at the University of Buenos Aires.

Organic matter content (OM)

Loss on ignition (LOI) is a methodology used to calculate the OM content and carbonates content in sediments (Dean, 1974; Bengtsson and Enell, 1986). In the first reaction the OM is oxidized at 500–550 °C, releasing CO₂ and ash. In the second reaction carbonates are destroyed at 900–1000 °C, releasing CO₂ and producing oxides. We used the first reaction, where the LOI calculates the %OM by comparing the weight of a sample before and after the soil has been ignited, the difference between these weights represents the amount of OM in the sample. Before ignition, the sample contains OM, but after ignition all the remains are the mineral portion of the soil. Dean (1974) showed a strong correlation between LOI (550) and the organic carbon (Total Organic Carbon). Heiri *et al.*, (2001) showed that this method is useful to correlate cores.

Organic Matter content was estimated using the LOI method in SACMa laboratory (Geological Department, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad Nacional de Buenos Aires). The method consists of weighing 1 gr of sample, placing it in an oven at 60 °C for 24 hrs, weighing it again, placing it in a muffle furnace at 550 °C for 4 hrs, and weighing.

$$\text{LOI}_{550} = ((\text{weight } 60^\circ\text{C} - \text{weight } 550^\circ\text{C}) / \text{weight } 60^\circ\text{C}) \\ * 100 - \% \text{OM} = (\text{weight } 550^\circ\text{C} / \text{weight } 60^\circ\text{C}) * 100.$$

Bioproxies analysis

Chironomids were treated following the standard method described by Brooks *et al.* (2007), which consists in deflocculating the sample with 10% KOH at 70 °C, then sieving into two fractions (105 µm and 210 µm). The head capsules were picked out of a Bogorov sorting tray using fine forceps under a Lancet stereomicroscope, then mounted ventral side up with Hidromatrix®. Chironomid remains were identified to the lowest possible taxonomic level under a Zeiss binocular microscope and using appropriate literature (Wiederholm, 1983; Armitage *et al.*, 1995; Rieradevall and Brooks, 2001; Brooks *et al.*, 2007; Dieffenbacher-Krall *et al.*, 2007; Massafiero *et al.*, 2013).

Diatom analysis was performed following standard techniques for species compositional changes (percent relative abundances) and quantitative study (number of individuals per gram of dry sediment). A fraction of each sample was dried and weighted and then oxidized with H₂O₂ (100 vol) at 80 °C in order to remove all traces of organic matter that would interfere with the correct observation of diagnostic characteristics (Battarbee, 1986). After being neutralized by repeated washes with distilled water, a known volume of a suspension with a known number of microspheres was added in order to calculate the valve concentration (Battarbee and Kneen, 1982). The resulting slurries were permanently mounted with Naphrax®. A test slide was assessed to determine the most appropriate concentration for counting valves and for the correct identification at species level. The identifications were made with a Reichert-Jung Polivar binocular optical microscope equipped with Nomarski interference optics and using a 100x oil immersion objective. Taxa difficult to identify under the light microscope were observed with a scanning electron microscope Carl Zeiss SUPRA 40 (Centro de Microscopías Avanzadas, UBA) and a Phillips XL 30 (Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Buenos Aires).

Analysis of fossil pigments was performed in the CNR-ISE (Istituto per lo Studio degli Ecosistemi; Pallanza Verbania, Italy). Algal fossil pigments were extracted from 1 gr of wet sediment using 90% acetone and then centrifuged at 3000 rpm for 10 min. Spectrophotometrically-measured

total chlorophyll derivatives (CD) and total carotenoids (TC) were obtained with the method described by Guilizzoni *et al.* (2011). Specific algal carotenoids were obtained by reverse phase HPLC (Dionex Ulitimate) as described by Lami *et al.* (2000). Once we obtained these values, CD/TC ratio was calculated.

Statistical analysis

Stratigraphic diagrams and statistical analysis (zonation, Broken Stick model) were performed using R package software (Bennett, 1996; Birks, 1998; Juggins, 2003).

RESULTS

Dating and chronology

A ²¹⁰Pb-based estimate of the sedimentation rate was only possible in the upper core section (first 8 cm); below 8 cm no significant radiometric values were obtained. The estimated sedimentation rate varied from 17 to 14 g m⁻²yr⁻¹ in the first 4 cm (0.1284 cm yr⁻¹) of the core and 5 g m⁻²yr⁻¹ at the 8 cm deep level (0.0263 cm yr⁻¹) (Fig. 2). According to the ²¹⁰Pb dating method, the date of the 5–6 cm depth

corresponds to the period 1960; at that time two important volcanic events occurred in the area, i.e. the 1960 Cordón Caulle and 1961 Calbuco eruptions (Petit-Breuilh Sepúlveda, 2004, Global Volcanism Program). This was confirmed with stereomicroscope examination of 1cm interval samples after sieving and cleaning of the sediment. Tephra from the 4–5 and 5–6 intervals show a mixture of vitric and crystal components (fragment sizes between 250 µm–125 µm), mostly angular brownish vitric pyroclasts that are the result of broken vesicle walls of larger fragments, only a few are pumice with elongated vesicles parallel to the long axis of the pyroclast. According to the distribution patterns of tephra from historic eruptions and considering the characteristics of the glass fragments, this mafic glass corresponds to the 1961 Calbuco eruption. However, the presence of silicic glass may be attributed to the 1960 Cordón Caulle eruption, which may have deposited a thin layer of fine ash as this area might have been marginally reached by the plume. Both were moderate to large eruptions (Volcanic

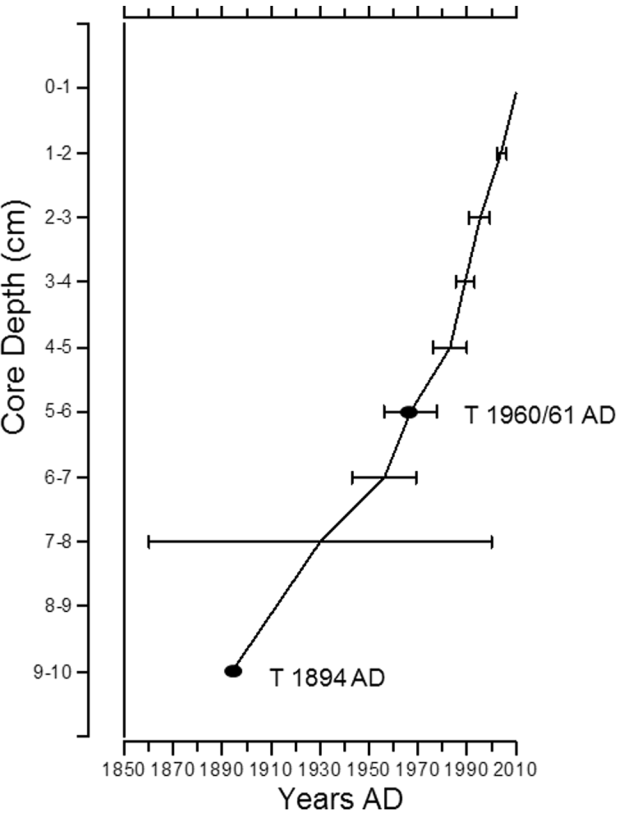


Figure 2. Calibration Curve. Calibrate Years estimated from ²¹⁰Pb of the first 9 cm of the core. Dots show tephra.

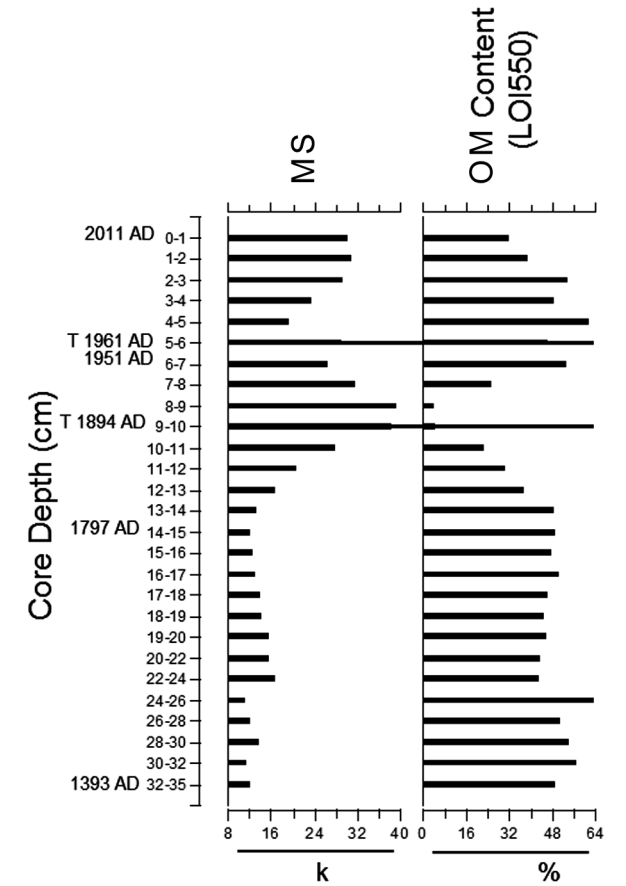


Figure 3. M.S., Magnetic Susceptibility (k, dimensionless proportionality constant); O.M., Organic Matter Content (% LOI550).

TABLE 1 - Chronology - ^{210}Pb dates and extrapolated dates.

Section Core (cm)	^{210}Pb Age	STD in Date (years)	Modeled Age Max	Modeled Age Min	Modeled Age Calc Rate
0	2011	0			
1	2004	2			
2	1994	4			
3	1988	4			
4	1982	7			
5	1964	11			
6	1951	13			
7	1932	70			
8	1912				
9	1894				
10			1872	1876	1874
11			1851	1859	1855
12			1831	1842	1835
13			1810	1825	1816
14			1789	1808	1797
15			1768	1791	1777
16			1747	1774	1758
17			1726	1757	1739
18			1706	1740	1720
19			1685	1724	1701
20			1664	1707	1681
21			1643	1690	1662
22			1622	1673	1643
23			1601	1656	1624
24			1581	1639	1605
25			1560	1622	1585
26			1539	1605	1566
27			1518	1588	1547
28			1497	1571	1528
29			1476	1554	1508
30			1456	1537	1489
31			1435	1520	1470
32			1414	1503	1451
33			1393	1486	1431
34			1372	1469	1412
35			1351	1452	1393

Explosivity Index, VEI, grade 3). A second tephra was found at 9–10 cm, identified by a peak of MS and a decrease of LOI (Fig. 3), and confirmed by petrographic analysis, that could correspond to a historic eruption of the Calbuco Volcano. Historic records confirm a significant eruption that lasted almost a year, from 1893 to 1894 (VEI 4) and affected Brazo Blest (Petit-Breuilh Sepulveda, 1995; Global Volcanism Program). Deeper than 10–11 cm, continuity of the sedimentation rate cannot be assumed due to the strong changes in sedimentation density. Assuming sedimentation rates are similar to the last dated centimeters (7–8 and 8–9 cm), where sedimentation rates become constant at 0.059–0.048 cm/yr⁻¹ (Tab. 1), and based on the chronology curve using absolute dating from tephra (1893) as the age for the 9–10 cm depth, we calculated an age for the base of the core ranging between 1351–1452.

Bioproxies

A total of 27 chironomid morphotypes were found along Blest11 sediment sequence. The most abundant taxa were *Limnophyes* Eaton, *Riethia* Kieffer, and *Cricotopus* van der Wulp (from 16 to 12% of relative abundance) (Fig 4; taxa with relative abundances higher than 5%), whereas *Apsectrotanypus* Fittkau, *Acricotopus* Jean-Jacques Kieffer, *Chaetocladius* Kieffer, *Corynoneura* Johannes Winnertz, *Macropelopia* Thienemann, *Paralimnophyes* Brundin, *Podonominae* Thienemann, *Smittia* Holmgren, and *Symbiocladius* Kieffer were the less abundant taxa (1% of relative abundance). Total chironomids head capsules showed a maximum peak at 22–24 cm, then the number gradually decreased until 11 cm to finally increase (to 7%) in the 0–1 cm interval. Littoral taxa such as *Cricotopus* and *Limnophyes* were the most important taxa, followed by profundal taxa such as *Parochlus* and *Riethia*, and finally semiterrestrial/ terrestrial taxa such as *Harrisius*

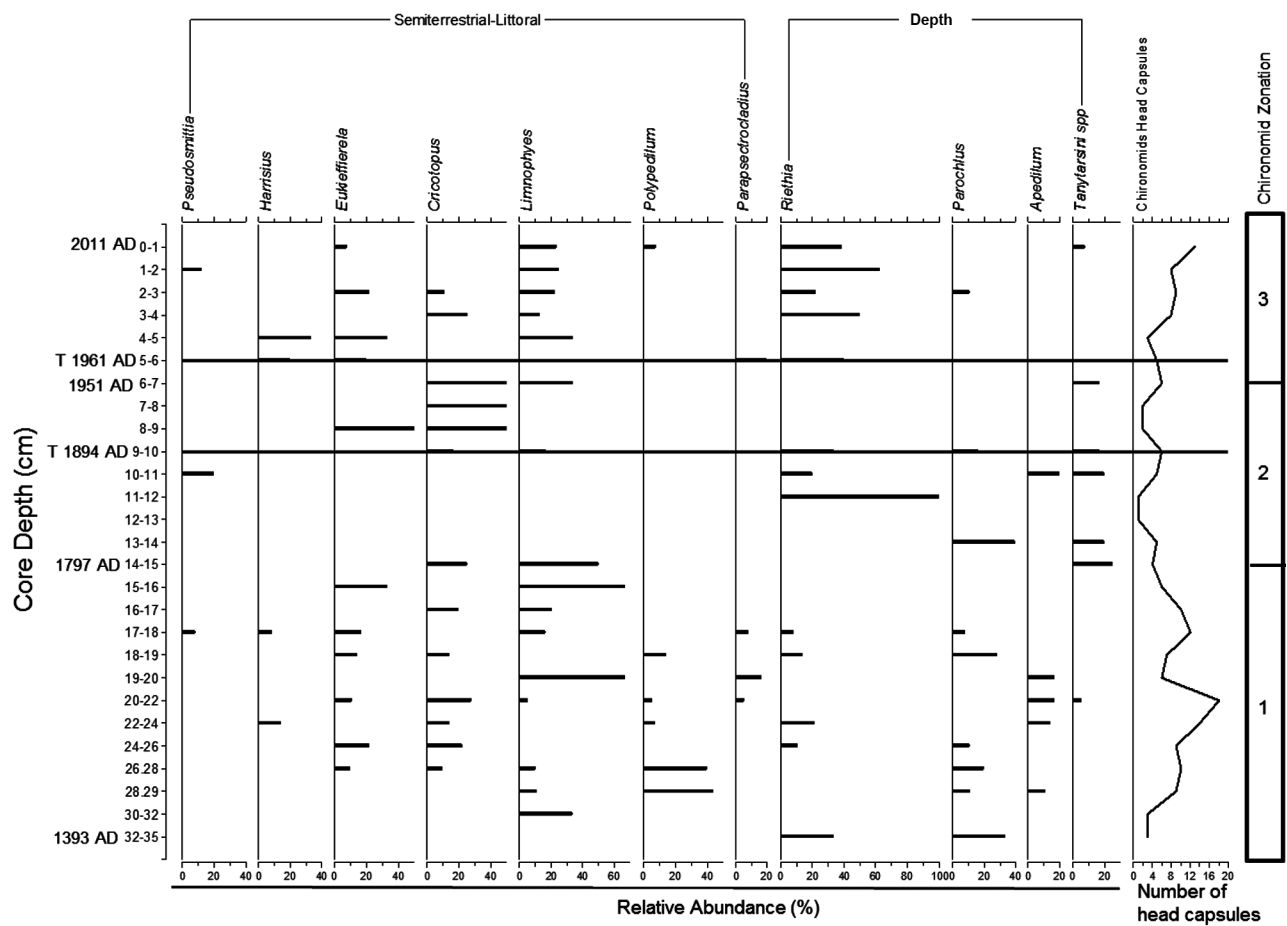


Figure 4. Chironomid abundance along the studied sequence. Only taxa with more than 5% of relative abundance are shown. Plain lines indicate tephra. On the right side, chironomid zonation.

and *Stictocladus* (Fig. 4).

Diatoms were well preserved in the studied core. They were abundant in almost all the samples except in the intervals from 4 to 9 cm depth, where they were almost absent. A noticeable bottom to top decrease in diatom abundance was observed, ranging between 1.8 to 440 million valves per gr of dry sediment. The diatom assemblage was composed by 47 genera and 121 infrageneric taxa. Despite the high number of species, only 11 taxa appeared with more than 3% of relative abundance in any given sedimentary interval (Fig. 5). Only four taxa are strictly planktonic: *Aulacoseira distans* (Ehrenberg) Simonsen, *Discostella* spp (*D.stelligera* (Cleve and Grunow) Houk and Klee, *D. glomerata* (H.Bachmann) Houk and Klee), and *Urosolenia eriensis* (H.L.Smith) Round and R.M.Crawford in Round, Crawford and Mann; and five taxa are periphytic: *Eunotia implicata* Nörpel Lange-Bertalot and Alles, *Achnanthisidium* spp

(*A.minutissimum* (Kützing) Czarnecki, *A.subatomoides* (Hustedt) Monnier, Lange-Bertalot and Ector), *Sellaphora pupula* (Kützing) Mereschkovsky, and *Gomphonema gracile* Ehrenberg. Because of the difficulty in recognizing them under light microscope, several small sized fragilarioides taxa (*Staurosira construens* var. *venter* (Ehrenberg) Hamilton, *Staurosirella pinnata* (Ehrenberg) Williams and Round, *S. leptostauron* (Ehrenberg) Williams and Round, and an unidentified species of *Punctastriata* Williams and Round) were counted together. Both *Discostella* spp. and "fragilarioides" were grouped because they show similar trends along the studied core. Two planktonic *Fragilaria* spp. (*F. bicipitata* A. Mayer and *F. capucina* Desmazières) were also found but they never reached 3% in relative abundance. *Aulacoseira granulata* (Ehrenberg) Simonsen is tychoplanktonic and *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kützing, is commonly periphytic, but it can also be found forming chains in the plankton

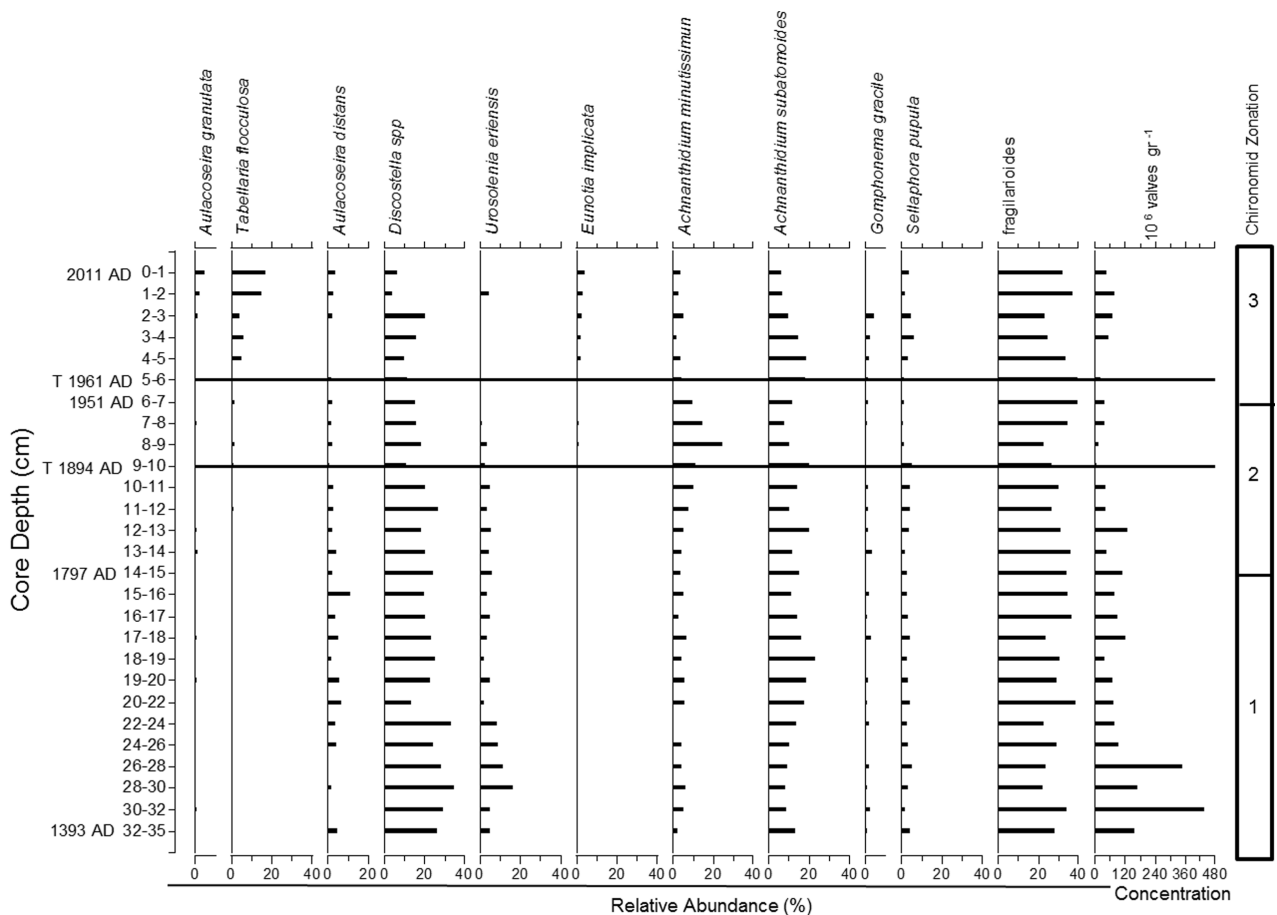


Figure 5. Diatom abundances along the studied sequence. Only taxa with more than 3% of relative abundances are shown. Plain lines indicate tephra. On the right side, chironomid zonation.

(tychoplanktonic).The relative frequency of stricktly planktonic taxa decreases towards the upper part of the core. In particular *Urosolenia eriensis*, with high abundance from the bottom of the core up to 7–8 cm deep, where it decreases and remains in low proportions up to the top of the core. Simultaneously, the planktonic *U. eriensis* is replaced by the tychoplanktonic *Aulacoseira granulata* and the periphytic/tychoplanktonic *Tabellaria flocculosa* (Fig. 5).

Chironomids and diatoms show their minimum values of total number of individuals associated to the tephra levels, at 4 and 8 cm, right after ash deposition. However, chironomid abundances do not seem to decrease as diatoms do, which almost disappear after every tephra. Nevertheless, chironomids appear to have a faster recovery of their abundance while diatoms show a gradual increase.

Photosynthetic pigments were present along the whole core and –as shown by the 430:410 ratio and the ever presence of chlorophyll *b*– its preservation was quite constant along the core (Fig. 6). CD, TC and single pigments have a similar trend showing peaks at 0–6, 6–10, 16–20, and 27 cm. Along the profile, the section at 8–10 cm appears to be particularly rich in diatom carotenoids (fucoxanthin, diatoxanthin), cryptophytes (alloxanthin), and cyanobacteria carotenoids (cantaxanthin). In contrast, chlorophyll *a* and *b* remain constant.

Zonation

To facilitate the description of the bioproxies along the stratigraphical sequence, optimal partitioning and Broken Stick model were applied to identify significant zones along the biota composition. Based on chironomid composition, three significant zones were recognized, (Fig. 7). These results are also coincident with major changes in CD/TC, 430:410, MS and OM. The Broken Stick made with diatoms renders many and unreliable areas (e.g. areas of 1 cm). Pigments were not used for this analysis because many of them have a terrestrial origin and could bias the results (Fig. 7).

Zone 1. From the bottom of the core up to 14 cm; ca. 1393 to 1797. The highest number of chironomids was recorded in this zone, with elevated percentages of semiterrestrial/littoral taxa (*Cricotopus*, *Limnophyes*, and *Polypedilum*). Diatom concentrations are high up to 26–28 cm and then decrease towards the top of the zone. Planktonic species such as *Dis-*

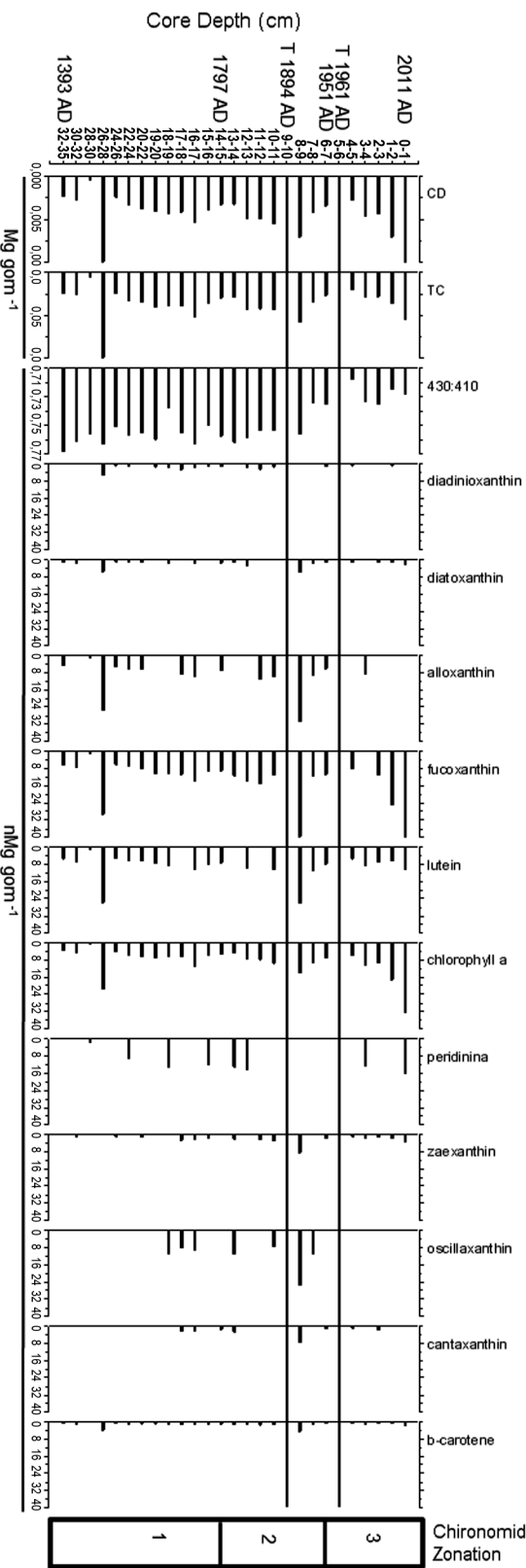


Figure 6. Total and specific algal pigments isolated from the core Blest 11. It also shows chlorophyll derivatives (CD), total carotenoids (TC) and the ratio 430nm:410nm. Plain lines indicate tephras. On the right side chironomid zonation.

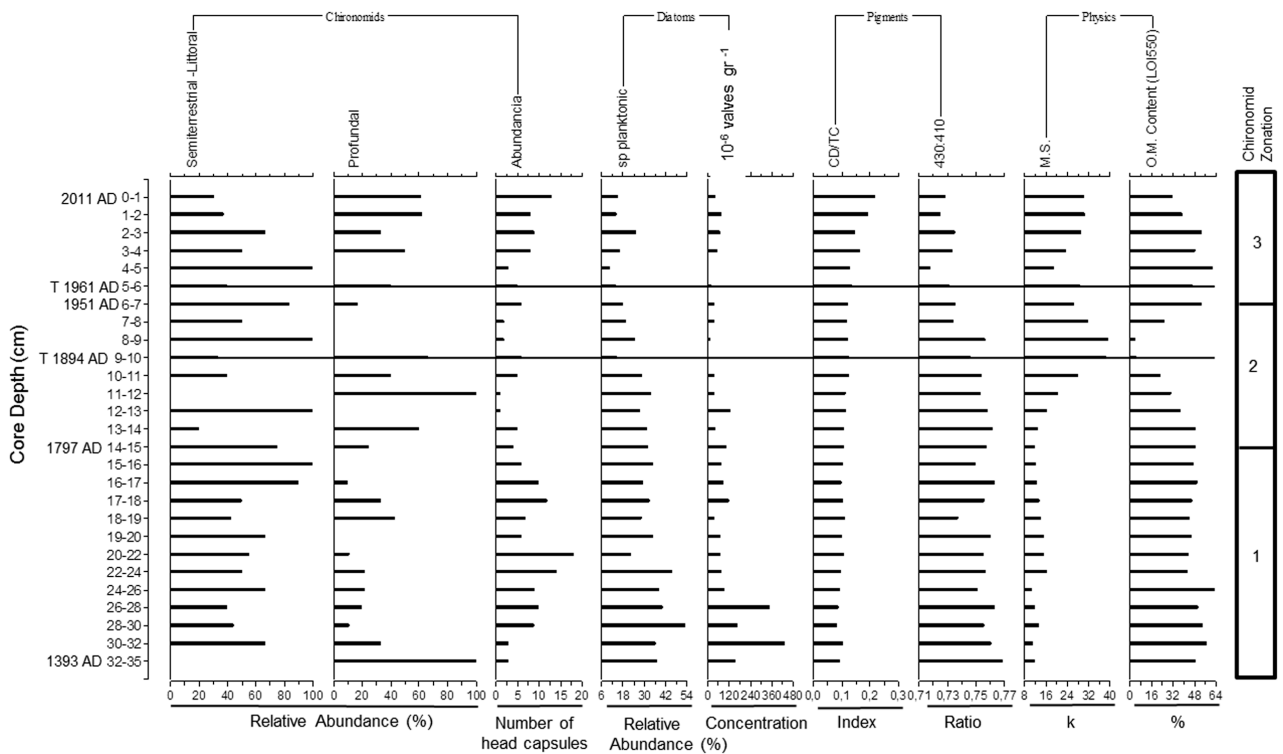


Figure 7. Bioproxies, physicochemical characteristics, and environmental measurements of the sediments. Chlorophyll Derivatives/Total Carotenoids Index (CD/TC); Photosynthetic pigments ratio (430:410); Magnetic Susceptibility (M.S.); Dimensionless proportionality constant (k); Loss On Ignition (LOI). Plain lines indicated tephra layer. On the right side chironomid zonation.

costella spp. and *Urosolenia eriensis* have high relative abundances all along this zone, with a gradual decrease up to the top. Pigments such as alloxanthin, carotene, β -carotene, chlorophyll *a*, diatoxanthin, diadinoxanthin, fucoxanthin, and lutein, show a peak at 26–28 cm. Oscillaxanthin and cantaxanthin appear at 18–19 cm. CD/TC ratio shows constant values, with a slight increase up to the top of the zone, with values ranging from 95.61 to 106.71. The 430:410 index presents constant values (between 0.737 nm and 0.768 nm) with a decrease and quick recovery at 18 cm. MS show minimum values at 24 cm (11), with a slight increase at 22 cm (16.67). In addition, a high OM content is observed throughout the zone (Fig. 7).

Zone 2. From 14 to 6 cm; c.a. 1797 to 1951. There is a general decrease in the total number of chironomid head capsules almost all of which are almost profundal taxa with *Riethia* as the dominant taxon followed by *Limnophyes* and *Cricotopus*. In this zone it is possible to distinguish two subzones (Z2a and Z2b), due to a change in the number of chironomids, diatoms, MS, and OM. In Z2a (14 to 10 cm; c.a. 1797 to 1874)

there is high relative abundances of profundal chironomids taxa and diatoms, high values of 430:410 and OM content, and low values of MS (which increases to the top). Z2b (10 to 6 cm; c.a. 1874 to 1951) show high relative abundances of semiterrestrial/littoral chironomid taxa and low planktonic diatoms, as well as lower values of 430:410 and OM content and higher values of MS. At 8–9 cm there are high relative abundances of *Eukiefferella* and *Cricotopus*. Diatom concentrations show their minimum values at 9–10 cm (tephra layer), with a marked decrease of planktonic diatoms, while some periphytic taxa show their maximum abundances (Fig. 6). Planktonic species such as *Discostella* spp. decrease from the bottom to the top of the zone. While the relative abundance of *Urosolenia eriensis* continues decreasing up to 6–7 cm where it virtually disappears, *Tabellaria flocculosa* and *Eunotia imlicata* appear and have their lowest values along the core. Other periphytic species such as *Achnanthes subatomoides* and *A. minutissimum* have peaks of high relative abundance. Fragilarioid relative abundance has a slight decrease up to 7–8 cm where it starts increasing. Most of

the pigments as well as CD/TC ratio show a peak at 8–9 cm; in contrast, concentrations of other pigments such as β -carotene and chlorophyll *a* as well as the 430:410 index drops at that level following the same decreasing pattern as diatom concentrations. The MS record shows a strong increase at 9–10 cm, accompanied by the consequent sharp decrease in OM content (Fig. 7).

Zone 3. From 6 cm to the top; ca. 1951 to 2012. There is a clear increase of total chironomids towards the top of the core with a turnover from semiterrestrial-littoral to profundal taxa at 3–4 cm. The dominant taxa within this zone are *Limnophyes* and *Riethia* followed by *Harrisius*, *Cricotopus*, *Pseudosmittia*, and *Gymnometrionemus*, as well as *Parochlus* and *Tanytarsini*. Diatoms continue to decrease, showing their lowest values at 4–5 cm, above the second tephra layer, after which they slightly increase their values. *Discostella* spp. have a peak at 2–3 cm and decrease towards the top of the core; *Urosolenia eriensis* disappears and *Tabellaria flocculosa* and *Eunotia imlicata* show their highest relative abundances. *Achnanthyidium* spp. decrease their relative abundance towards the top of the core while the fragiliarioid group maintains its high numbers. *Aulacoseira granulata* was present in very low relative abundance along the whole core, but in this zone it shows its highest relative abundance values (Fig. 6). MS shows a trend similar to that of the bioproxies, with lower values at the tephra at 5–6 cm than those recorded in the tephra layer at 9–10 cm, and its lowest values in the zone at 4–5 cm, followed by an increase towards the top. OM content increases to its average values (47.9%) reaching values of 61.7% at 4–5 cm. CD/TC ratio shows a very marked increase from 6 cm deep to the top (from 122.73 to 218.60). Also chlorophyll *a* shows an increase at 2–3 cm. 430:410 index values range between 0.718 and 0.736, which are the lowest values along the core, showing a bottom-top decrease, as opposed to CD/TC ratio, which gradually increases from bottom to top and has its highest values in this zone (Fig. 7).

DISCUSSION

Multiproxy data from Brazo Blest show paleolimnological changes that track the history of the basin back to ca. 800 yrs BP.

Between 35 and 14 cm (Zone 1; ca. 1393–1797) the high percentages of semiterrestrial-littoral chironomid taxa

and planktonic diatoms, along with the high abundance of pigments from cryptophytes, could be associated to periods of strong precipitation and increasing runoff from the area. In fact, Brazo Blest is located marginal to the Valdivian rain-forest, receiving an average annual precipitation of 3000 mm, deriving in continuous fluvial transport of sediments from the catchment area to the lake. The dominance of *Discostella* spp. in this zone could indicate clear and calm waters. Michelutti *et al.* (2015) found that the presence of *D. stelligera* throughout the sediment core indicates lake stratification or at least that the lake stratifies long enough for this planktonic taxon to dominate the assemblage. At 18–19 cm (ca. 1720) the appearance of myxoxanthin and oscillaxanthin, typical pigments of bluegreen algae, could indicate an increase of the lake trophic status, as bluegreen algae are strongly correlated to total algal biomass, with high values when there is high productivity of algal biomass (Canfield Jr. *et al.*, 1989). In addition, high values of 430:410 index and low values of CD/TC indicate high pigment preservation and autochthonous organic matter production. Low values of MS also indicate low input of clastic sediments and organic matter from the catchment area.

Zone 2 (between 14 and 6 cm; 1797–1951) is characterized by the decrease of total chironomids and diatoms, as well as the decrease of planktonic diatoms, LOI, and 430:410 ratio. Changes in the bioproxies, from semiterrestrial/ littoral chironomid taxa to profundal taxa, a decrease of planktonic species and concentration of diatoms, decrease of 430:410 index and OM content, as well as an increase of MS, indicate high climatic variability during this interval, allowing recognition of two subzones (Z2a and Z2b). In the lower portion of this zone (Z2a, 14–10 cm, 1839–1855), the significant decrease of semiterrestrial-littoral chironomids and planktonic diatoms, together with the presence of profundal chironomids and the increase of periphytic diatoms, indicate a drop in precipitation. This agrees with Villalba (1990), who described a dry and warm interval from 1839 to 1899 that resulted in a retreat of Frías Glacier, the northernmost tongue in the Argentine portion of Mount Tronador. Increasing proportion of mineral fractions (LOI depletion) is interpreted as the result of high input of glacial meltwaters into Brazo Blest carrying a load of abundant suspended fine sediment. At 9–10 cm high values of MS and low values of LOI indicate the presence of a tephra layer associated with

the 1893–1894 Calbuco eruption. This tephra impacted on the biotic community producing significant reduction of the number of chironomids and diatoms, due to the input of suspended sediment into the water column. In Z2b (10–6 cm, 1874–1951), the increase of semiterrestrial-littoral chironomid taxa, with the presence of the littoral chironomid genus *Eukiefferiella*, the decrease of profundal taxa, the peak of *A. minutissimum*, with the presence of *Tabellaria flocculosa* and *Eunotia implicata* in low numbers, and a peak of lutein, dominant pigment in detritus of terrestrial origin (Frey, 1974), indicate an input of eroded soil material to the lake, associated with the increased rainfall. This agrees with Villalba (1990) who reported a cold-moist interval between 1900 and 1910 that triggered the re-advance of Frías Glacier. This condition increased the runoff of sediments from the Blest-Cántaros catchment area including an important amount of volcanic material. It is possible that by this time, diatoms were replaced by other algae, more tolerant to low light intensities (i.e. cyanobacteria, cryptophytes). During this period the tephra added a large amount of suspended sediments to the water column already turbid by the runoff of fine material from the catchment areas, reflected in an increment in sedimentation rates. Moreover, the decrease in total number of chironomids and diatoms, particularly in the 9–10 cm interval, was produced by large amounts of clastic material, diluting the concentrations of the bio-proxies, reducing food availability and decreasing autochthonous OM production. High values of 430:410 index and low values of CD/TC ratio indicate a low pigment degradation rate due to a low productivity of the system and au-

tochthonous organic matter, which could be related with the high precipitation, water turbidity and low temperatures mentioned by Villalba (1990) (Fig. 8).

Zone 3 (6–0 cm) dated from ca.1951 to 2011, shows changes in chironomid and diatom assemblages together with an increase of terrestrial pigments, β -carotene and lutein, suggesting an increased transport of organic-rich sediments into the lake. The presence of semiterrestrial/littoral taxa, such as *Limnophyes* and *Cricotopus*, simultaneously with a low number of diatom valves and the increase of *Aulacoseira granulata*, indicates the transport of sediments dragging sediment and semiterrestrial-littoral taxa with them. *Aulacoseira granulata* has been reported in rivers (O'Farrell *et al.*, 2001), being typical of relatively warm and nutrient-rich water (Risberg *et al.*, 1999), and it can tolerate low light conditions, which also agrees with the increase of turbidity in the water column, originated by fluvial soil erosion (OM). By that time, water from the melting of Frías Glacier reached Brazo Blest through the Frías River carrying heavy loads of fine suspended sediments (clay-silt) produced by glacial abrasion of the bedrock (Ariztegui *et al.*, 2007). These suspended sediments produced a significant increase in turbidity of the water column limiting light penetration that causes a direct impact on planktonic diatom populations, decreasing their abundance. The turbidity in the water column was the trigger for the decrease of planktonic diatoms, which was clearly shown by the decrease of *Discotella* spp and *Urosolenia eriensis*. Light availability is broadly implicated in niche partitioning of phytoplankton, and the *Discostella* species are no exception to that. There is

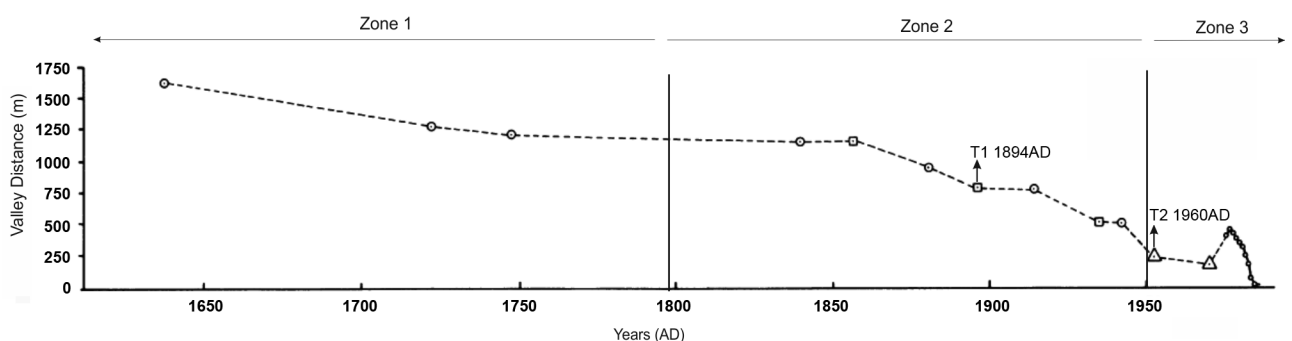


Figure 8. Zonation for Brazo Blest based on chironomids and chronology of Frías Glacier fluctuations from Villalba (1990), which supported climatic variations. **Circles**, dated moraine; **Square**, historical record; **Triangle**, air photographs; in the last part it is shown the measured period (dots together). **Vertical Lines**, chironomid zonation with deep of the core in centimeters. **Arrows**, tephra layers (T1: Calbuco volcano 1894; T2: Caulle volcano 1960).

evidence suggesting that vertical distribution patterns of this group of species are partly a function of its physiological requirements for light and not simply size-based sinking losses (Saros and Anderson, 2014). Input of suspended sediments can also be confirmed by the presence of pigments related to low light intensities such as cryptophytes (alloxanthin) and cyanobacteria (oscillaxanthin), the increase of terrestrial pigments such as β -carotene and lutein, the presence of *Aulacoseira granulata*, and the decrease of planktonic species. Moreover, the increase of *Tabellaria flocculosa* could be related with higher temperatures, as observed by Michelutti *et al.* (2015). This interpretation is coincident with data from Masiokas *et al.* (2008) who reported an increase in temperature during the warm season (October–March; 0.056 °C per decade) and a decrease in precipitation during the cold season (April–September; 4.89% per decade) in the last century (from 1912 to 2002). This increase of temperature could be the cause of the melting of Frías Glacier. The low values of 430:410 index and high values of CD/TC ratio are related to the shift from autochthonous to allochthonous OM input. At 5–6 cm a sharp decrease in both chironomid and diatom abundances took place. This decrease is directly related to the 1961 volcanic eruption of Calbuco Volcano and possibly to the 1960 eruption of Cordón Caulle, which probably caused habitat disruption for communities and deposited ash on the lake floor and added suspended sediment to the water column. After this tephra the number of chironomids increases towards the top, with high percentages of profundal taxa. Diatoms have a slight increase and remain constant. CD/TC reaches its highest values, contrary to 430:410 ratio that has its lowest values at the top of the core, supporting the allochthonous OM hypothesis (Fig. 8).

CONCLUSIONS

This study provides evidence of environmental changes in Brazo Blest. Bioproxies indicate changes in the glacial catchment area of the Frías River (input of glacial sediments), as well as of the Blest-Cántaros catchment area (OM and mineral input). Volcanic eruptions impacted the biotic communities reducing light penetration, food availability, and decreased abundances and diversity, producing a change in the trophic status of the lake.

Zone 1 represents the last portion of the Little Ice Age

(LIA). Even though no clear shifts in the bioproxies related to temperature were detected, the high autochthonous OM content, together with the presence of semiterrestrial/littoral chironomid taxa from fluvial runoff, the planktonic diatoms indicating clear and calm waters, and the pigments from cryptophytes, are interpreted as indication of a wet period with low glacial sediment input to lake due to low melting by cold climate. This interpretation matches the humid and cold conditions inferred for the LIA (Villalba, 1990; Masiokas *et al.*, 2008). Zone 2 represents the transition between the environmental conditions from the end of the LIA to the modern-day climatic conditions, showing high variability in temperature and precipitation. The first half of this zone showed low precipitation and warm temperatures, resulting in the Frías Glacier melting; and the second half showed OM input and low productivity of the system. Zone 3 is similar to present climatic conditions, with higher temperatures and high transport of sediments from the catchment area with allochthonous OM content.

From zone 2 to 3, shifts from autochthonous to allochthonous OM are reflected in changes in the relative abundance and composition of bioproxies. Allochthonous OM is interpreted as the result of fluvial input of organic rich sediments derived from soil erosion during warm climate and rainy conditions, combined with a relative depletion of the glacial sediment load from the Frías River, due to the already reduced dimensions of the glacier (Masiokas *et al.*, 2008). Pigments also provided important information about changes in past phytoplankton communities, showing variations in light penetration of the water column (turbidity) related with the suspended sediments.

Volcanic eruptions in the area affected the bioproxy communities, modifying the chironomid and diatom abundance and biodiversity, inflected by the abrupt input of ashes to the system, adding suspended sediment to the water column and covering the bottom of the lake. However, their impact is no long-term impact as evidenced by the rapid recovery of the bioproxies.

This work shows that multiproxy analysis from lakes sediments is an excellent tool to reconstruct historical climatic conditions, record environmental events and acquire information about the dynamic and functioning of aquatic ecosystems in order to understand future environmental scenarios.

ACKNOWLEDGMENTS

We wish to thank M. J. Orgeira, C. Laprida, and S. Plastani from the Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN-UBA, who helped with several lab analyses such as magnetic susceptibility and LOI analysis. We also thank V. Outes for the tephra analyses, in the Grupo de Estudios Ambientales (GEA) and L. Motta (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas-CENAC, Programa de Estudios Aplicados a la Conservación del Parque Nacional Nahuel Huapi). This study was funded by PIP CONICET 112-200801-01830 and UBACYT 20020130100413BA.

REFERENCES

- Adriaenssens, V., Baets, B.D., Goethals, P.L., and Pauw, N.D. 2004. Fuzzy rule-based models for decision support in ecosystem management. *Science of the Total Environment* 319: 1–12.
- Araneda, A., Cruces, F., Torres, L., Bertrand, S., Fagel, N., Treutler, H.C., Chirinos, L., Barra, R., and Urrutia, R. 2007. Changes of sub-fossil chironomid assemblages associated with volcanic sediment deposition in an Andean lake (38°S), Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 80: 141–156.
- Ariztegui, D., Bianchi, M.M., Massafiero, J., Lafargue D., and Niessen, F. 1997. Late glacial instability at southern middle latitudes recorded in proglacial lake sediments: Lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Research* 12: 333–338.
- Ariztegui, D., Bösch, P., and Davaud, E. 2007. Dominant ENSO frequencies during the Little Ice Age in Northern Patagonia: The varved record of proglacial Lago Frías, Argentina. *Quaternary International* 161: 46–55.
- Armitage, P.D., Cranston, P., and Pinder, L.C. 1995. *Chironomidae: biology and ecology of non-biting midges*. Chapman & Hall, London, 442 p.
- Barros, V., Cordon, V., Moyano, C., Mendez, R., Forquera, J., and Pizzio, O. 1983. *Cartas de precipitación de la zona Oeste de las Provincias de Río Negro y Neuquén*. Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional del Comahue, Cinco Saltos, Río Negro, 66 p.
- Battarbee, R.W. 1986. Diatom analysis. In: B.E. Berglund, (Ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, Chichester, p. 527–570.
- Battarbee, R.W. 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews* 19: 107–124.
- Battarbee, R.W., and Kneen, M.J. 1982. The use of electronically counted microspheres in absolute diatom analysis. *Limnology and Oceanography* 27: 184–188.
- Bengtsson, L., and Enell, M. 1986. Chemical Analysis. In: B.E. Berglund, (Ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, Chichester, England, UK. p. 423–451.
- Bennett, K.D. 1996. Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. *New Phytologist* 132: 155–170.
- Bianchi, M.M., Massafiero, J., Roman Ross, G., Amos, A.J., and Lami, A. 1999. Late Pleistocene and early Holocene ecological response of Lake El Trébol (Patagonia, Argentina) to environmental changes. *Journal of Paleolimnology* 22: 137–148.
- Binford, M.W. 1990. Calculation and uncertainty analysis of 210Pb dates for PIRLA project lake sediment cores. *Journal of Paleolimnology* 3: 253–267.
- Birks, H.J.B. 1998. D.G. Frey and E.S. Deevey Review 1: Numerical tools in palaeolimnology—Progress, potentialities, and problems. *Journal of Paleolimnology* 20: 307–332.
- Birks, H.H., and Birks, H.J.B. 2006. Multiproxy studies in Palaeolimnology. *Vegetation History and Archaeobotany* 15: 235–251.
- Briner, J.P., Michelutti, N., Francis, D.R., Miller, G.H., Axford, Y., Wooller, M.J., and Wolfe, A.P. 2006. A multi-proxy lacustrine record of Holocene climate change on northeastern Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Research* 65: 431–442.
- Brooks, S.J. 2000. Late-glacial fossil midge stratigraphies (Insecta: Diptera: Chironomidae) from the Swiss Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 261–279.
- Brooks, S.J., and Birks, H.J.B. 2000. Chironomid-inferred Late-glacial air temperatures at Whitrig Bog, southeast Scotland. *Journal of Quaternary Science* 15: 759–764.
- Brooks, S.J., and Birks, H.J.B. 2004. The dynamics of Chironomidae (Insecta: Diptera) assemblages in response to environmental change during the past 700 years on Svalbard. *Journal of Paleolimnology* 31: 483–498.
- Brooks, S.J., Bennion, H., and Birks, H.J.B. 2001. Tracing lake trophic history with a chironomid–total phosphorus inference model. *Freshwater Biology* 46: 511–532.
- Brooks, S.J., Parr, A., and Mill, P. 2007. Dragonflies as climate-change indicators. *British Wildlife* 19: 85.
- Canfield Jr., D.E., Philips, E., and Duarte, C.M. 1989. Factors Influencing the Abundance of Blue-Green Algae in Florida Lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science* 46: 1232–1237.
- Cusiminsky, G.C., and Whatley, R.C. 1996. Quaternary non-marine ostracods from lake beds in northern Patagonia. *Revista Española de Paleontología* 11: 143–154.
- Daga, R., Ribeiro Guevara, S., Sánchez, M.L., and Arribére, M. 2006. Geochemical characterization of volcanic ashes from recent events in Northern Patagonia Andean Range by INAA. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 270: 677–694.
- Daga, R., Ribeiro Guevara, S., Sánchez, M.L., and Arribére, M. 2010. Tephrochronology of recent events in the Andean Range (northern Patagonia): spatial distribution and provenance of lacustrine ash layers in the Nahuel Huapi National Park. *Journal of Quaternary Science* 25: 1113–1123.
- Dean, W.E. Jr. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research* 44: 242–248.
- Dieffenbacher-Krall, A.C., Vandergoes, M.J., and Denton, G.H. 2007. An inference model for mean summer air temperatures in the Southern Alps, New Zealand, using subfossil chironomids. *Quaternary Science Review* 26: 2487–2504.
- Eastwood, W.J., Tibby, J., Roberts, N., Birks, H.J.B., and Lamb, H.F. 2002. The environmental impact of the Minoan eruption of Santorini (Thera): statistical analysis of palaeocological data from Gölhisar, Southwest Turkey. *Holocene* 12: 431–444.
- Frey, D.G. 1974. Palaeolimnology. *Mitteilungen Internationale Vereinigung Für Limnologie* 20: 95–123.
- Gaitán, J.J., López, C.R., and Bran, D.E. 2011. Vegetation composition and its relationship with the environment in mallines of north Patagonia, Argentina. *Wetlands Ecological Management* 19: 121–130.
- Global volcanism program. In Smithsonian Institution National Museum of Natural History. World wide web: <http://www.volcano.si.edu>
- Guilizzoni, P., Bonomi, G., Galanti, G., and Ruggiu, D. 1983. Relationship between sedimentary pigments and primary production: evidence from core analyses of twelve Italian lakes. *Hydrobiologia* 103: 103–106.
- Guilizzoni, P., Lami, A., and Marchetto, A. 1992. Plant pigment ratios from lake sediments as indicators of recent acidification in alpine lakes. *Limnology and Oceanography* 37: 1565–1569.
- Guilizzoni, P., Marchetto, A., and Lami, A. 2011. Use of sedimentary pigments to infer past phosphorus concentration in lakes. *Journal of Paleolimnology* 45: 433–445.

- Guilizzoni, P., Massaferro, J., Lami, A., Piovano, A., Ribeiro Guevara, S., Formica, S., Daga, R., Rizzo, A., and Gerli, S. 2009. Palaeolimnology of Lake Hess (Patagonia, Argentina): multi-proxy analyses in short sediment cores. In: K. Buczo, J. Korponai, J. Padisak, and S. Starratt (Eds.), *Paleolimnological proxies as tools of environmental reconstruction in freshwater*. Springer Netherlands, p. 289–302.
- Heiri, O., Lotter, A.F., and Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25: 101–110.
- Hickman, M., and Reasoner, M.A. 1994. Diatom responses to late Quaternary vegetation and climate change and to deposition of two tephra in an alpine and sub-alpine lake in Yoho National Park, British Columbia. *Journal of Paleolimnology* 11: 173–188.
- Joshi, S.R., and Shukla, B.S. 1991. An initio derivation of formulations for ^{210}Pb dating of sediments. *Journal of Radio analytical and Nuclear Chemistry* 148: 73–79.
- Juggins, S. 2003. [Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. C2 User guide. University of Newcastle, Newcastle upon Tyne, UK, 69 p. Unpublished.].
- Lami, A., Guilizzoni, P., and Marchetto, A. 2000. High resolution analysis of fossil pigments, carbon, nitrogen and sulphur in the sediments of eight European Alpine lakes: the MOLAR project. In: A. Lami, N. Cameron, and A. Korhola (Eds.), *Paleolimnology and Ecosystem models: Europe vs North America*. Quaternary Science Reviews 18: 717–735.
- Larocque, I. 2001. How many chironomid head capsules is enough? A statistical approach to determine sample size for paleoclimatic reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172: 133–142.
- Leavitt, P.R. 1993. A review of factors that regulate carotenoid and chlorophyll deposition and fossil pigment abundance. *Journal of Paleolimnology* 9: 109–127.
- Little, J.L., and Smol, J.P. 2001. A chironomid-based model for inferring late-summer hypolimnetic oxygen in southeastern Ontario lakes. *Journal of Paleolimnology* 26: 259–270.
- Lotter, A.F., Walker, I.R., Brooks, S.J., and Hofmann, W. 1999. An intercontinental comparison of chironomid palaeotemperature inference models: Europe vs North America. *Quaternary Science Reviews* 18: 717–735.
- Markgraf, V., Baumgartner, T.R., Bradbury, J.P., Diaz, V., Dunbar, R.B., Luckman, B.H., Seltzer, G.O., Swetnam, T.W., and Villalba, R. 2000. Paleoclimate reconstruction along the Pole–Equator–Pole transect of the Americas (PEP 1). *Quaternary Science Reviews* 19: 125–140.
- Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., Lascano, M.E., Delgado, S., and Stepanek, P. 2008. 20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia. *Global and Planetary Changes* 60: 85–100.
- Massaferro, J. 2009. Paleoeología: el uso de los quironómidos fósiles (Diptera: Chironomidae) en reconstrucciones paleoambientales durante el cuaternario en la Patagonia. *Revista de la Sociedad de Entomología Argentina* 68: 209–217.
- Massaferro, J., and Brooks, S.J. 2002. The response of chironomids to Late Quaternary environmental change in the Taitao Peninsula, southern Chile. *Journal of Quaternary Science* 17: 101–111.
- Massaferro, J., and Vandergoes, M. 2007. Postglacial Chironomid records from Australia, New Zealand and South America. *Encyclopedia of Quaternary Sciences* 287: 398–409.
- Massaferro, J., Brooks, S.J., and Haberle, S.G. 2005. The dynamics of chironomid assemblages and vegetation during the Late Quaternary at Laguna Facil, Chonos Archipelago, southern Chile. *Quaternary Science Reviews* 24: 2510–2522.
- Massaferro, J., Moreno, P.I., Denton, G.H., Vandergoes, M., and Dieffenbacher-Krall, A. 2009. Chironomid and pollen evidence for climate fluctuations during the Last Glacial Termination in NW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28: 517–525.
- Massaferro, J., Ortega, C., Fuentes, R., and Araneda, A. 2013. Guía para la identificación de Tanytarsini subfósiles (Diptera: Chironomidae: Chironomidae) de la Patagonia. *Ameghiniana* 50: 319–334.
- Massaferro, J., Larocque-Tobler, I., Brooks, S.J., Vandergoes, M., Dieffenbacher-Krall, A., and Moreno, P. 2014. Quantifying climate change in Huelmo mire (Chile, Northwestern Patagonia) during the Last Glacial Termination using a newly developed chironomid-based temperature model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 399: 214–224.
- Michelutti, N., Cooke, C.A., Hobbs, W.O., and Smol, J.P. 2015. Climate-driven changes in lakes from the Peruvian Andes. *Journal of Paleolimnology* 54: 153–160.
- Modenutti, B.E., Balseiro, E.G., Elser, J.J., Bastida Navarro, M., Cuasolo, F., Laspumaderes, C., Souza, M.S., and Díaz Villanueva, V. 2013. Effect of volcanic eruption on nutrients, light, and phytoplankton in oligotrophic lakes. *Limnology and Oceanography* 58: 1165–1175.
- O’Farrell, I., Tell, G., and Podlajski, A. 2001. Morphological variability of *Aulacoseira granulata* (Ehr.) Simonsen (Bacillariophyceae) in the Lower Paraná River (Argentina). *Limnology* 2: 65–71.
- Petit-Breuilh Sepulveda, M.E. 1995. [Evaluación del impacto de erupciones históricas en algunos volcanes de alto riesgo de los Andes del Sur: Nevados de Chillán, Cordón Caulle, Osorno, Calbuco y Hudson, Chile. Informe Final 98 p. Unpublished.].
- Petit-Breuilh Sepulveda, M.E. 2004. *La Historia Eruptiva de los Volcanes Hispanoamericanos (Siglos XVI al XX)*. In: *Casa de los Volcanes N° 8*, 431 p., Huelva.
- Queimaliños, C., Reissig, M., Diéguez, M.C., Arcagni, M., Ribeiro Guevara, S., Campbell, L., Soto Cardenas, C., Rapacioli, R., and Arribé, M. 2012. Influence of precipitation, landscape and hydrogeomorphic lake features on pelagic allochthonous indicators in two connected ultraoligotrophic lakes of North Patagonia. *Science of The Total Environment* 427: 219–228.
- Quinlan, R., and Smol, J.P. 2001. Setting minimum head capsule abundance and taxa deletion criteria in chironomid-based inference models. *Journal of Paleolimnology* 26: 327–342.
- Rieradevall, M., and Brooks, S.J. 2001. An identification guide to subfossil Tanytarsinae larvae (Insecta: Diptera: Chironomidae) based on cephalic setation. *Journal of Paleolimnology* 25: 81–99.
- Risberg, J., Sandgren, P., Teller, J.T., and Last, W.M. 1999. Siliceous microfossils and mineral magnetic characteristics in a sediment core from Lake Manitoba, Canada: a remnant of glacial Lake Agassiz. *Canadian Journal of Earth Science* 36: 1299–1314.
- Robbins, J.A., and Herche, L.R. 1993. Models and uncertainty in ^{210}Pb dating of sediments. *Radiochemical Limnology* 25: 217–222.
- Round, F.E., Crawford, R.M., and Mann, D.G. 1990. *The Diatoms. Biology and morphology of the genera*. Cambridge University Press. Cambridge, 747 p.
- Rühland, K., Priesnitz, A., and Smol, J.P. 2003. Evidence for recent environmental changes in 50 lakes across the Canadian Arctic treeline. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 35: 110–23.
- Sanger, J.E. 1988. Fossil pigments in paleoecology and paleolimnology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 62: 343–359.
- Saros, J.E., and Anderson, N.J. 2014. The ecology of the planktonic diatom *Cyclotella* and its implications for global environmental change studies. *Biological Reviews. Cambridge Philosophical Society* 90: 522–541.

- Smol, J.P., Birks, H.J.B., and Last, W.M. 2002. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 4: Zoological Indicators*. Springer-Verlag, Berlin, p. 125–151.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile* 31: 161–206.
- Villa Martínez, R., and Moreno, P.I. 2007. Pollen evidence for variations in the southern margin of the westerly winds in SW Patagonia over the last 12,600 years. *Quaternary Research* 68: 400–409.
- Villalba, R. 1990. Climate, tree-ring, and glacial fluctuations in the Rio Frías Valley, Rio Negro, Argentina. *Artic, and Alpine Research* 22: 215–232.
- Villarosa, G., Outes, V., Ostera, H.A., and Ariztegui, D. 2002. Tefrocronología de la transición tardío glacial-holoceno en el Lago Mascaradi, Parque Nacional Nahuel Huapi, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*. (El Calafate), *Actas*: 699–704.
- Villarosa, G., Outes, V., Gómez, E.A., Chapron, E., and Ariztegui, D. 2009. Origen del Tsunami de Mayo de 1960 en el lago Nahuel Huapi, Patagonia: aplicación de técnicas batimétricas y sísmicas de alta resolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 593–597.
- Whitlock, C., Bartlein, P.J., Markgraf, V., and Ashworth, A.C. 2001. The midlatitudes of North and South America during the Last Glacial Maximum and early Holocene: Similar paleoclimatic sequences despite differing largescale controls. In: V. Markgraf, (Ed.), *Interhemispheric Climate Linkages: Present and Past Interhemispheric Climate Linkages in the Americas and their Societal Effects*. Academic Press, New York, p. 391–416.
- Wiederholm, T. 1983. Chironomidae of the Holarctic region. Keys and diagnoses. Part 1–Larvae. *Entomologica Scandinavica Supplement* 19: 1–457.
- Williams, S.J., Brooks, S.J., and Gosling, W.D. 2012. Response of chironomids to late Pleistocene and Holocene environmental change in the eastern Bolivian Andes. *Journal of Paleolimnology* 48: 485–501.
- Wolinski, L., Laspoumaderes, C., Bastidas Navarro, M., Modenutti, B., and Balseiro, E. 2013. The susceptibility of cladocerans in North Andean Patagonian lakes to volcanic ashes. *Freshwater Biology* 58: 1878–1888.
- Züllig, H. 1982. Investigations on the stratigraphy of carotenoids in stratified sediments of ten Swiss lakes for detecting past developments of phytoplankton. *Schweizerische zeitschrift für hydrologie* 44: 1–98.

doi: 10.5710/AMGH.14.09.2015.2912

Submitted: April 22nd, 2015**Accepted:** September 14th, 2015